DOI: 10.30911/0207-4028-2021-40-4-18-32

УДК 553.411.071; 550.93;553.065; 551.76

ВОЗРАСТ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЯНО-КОЛЫМСКОГО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО ПОЯСА, СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ: ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ Re-Os ИЗОТОПНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА

В.Ю. Фридовский¹, Н.А. Горячев², Р.Ш. Крымский³, М.В. Кудрин¹, Б.В. Беляцкий³, С.А. Сергеев³

¹ФГБУН Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, ул. Ленина 39, г. Якутск, 677980; e-mail: fridovsky@diamond.ysn.ru

²ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, ул. Портовая 16, г. Магадан, 685000; e-mail: goryachev@neisri.ru

³ФГБУ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Средний пр-т 74, г. Санкт-Петербург, 199106

Поступила в редакцию 28 ноября 2020 г.

Получены первые результаты изучения Re-Os изотопной системы самородного золота орогенных Мало-Тарынского, Хангаласского и Базовского месторождений, расположенных в центральной части Яно-Колымского металлогенического пояса. Содержание рения в изученных образцах золота изменяются от 0.168 до 6.997 мг/т, а осмия – от 0.068 до 1.443 мг/т, что позволило рассчитать изохронный возраст, который в пределах погрешности согласуется с рядом известных ⁴⁰Ar/³⁹Ar и K-Ar датировок серицита этих месторождений. Он свидетельствует о том, что формирование изученных орогенных золоторудных месторождений региона произошло в интервале 147.8–137.1 млн лет назад, синхронно с позднеюрскими–раннемеловыми орогенными процессами в Яно-Колымском металлогеническом поясе и на восточной окраине Сибирского континента. Начальные отношения изотопов осмия (¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os)₁ в интервале 0.1844–0.2475 изученных образцов и фракций золота Мало-Тарынского, Хангаласского и Базовского месторождений указывают на существенную долю нерадиогенной компоненты, которая обычно ассоциирует с мантийными источниками.

Ключевые слова: золото, Re-Os геохронология, орогенные месторождения, Яно-Колымский металлогенический пояс, северо-восток Азии.

введение

Для изотопного датирования золоторудных месторождений Яно-Колымского металлогенического пояса (ЯКМП) применялись, в основном, К-Аг и Ar⁴⁰/Ar³⁹ методы по минералам или породам, характеризующим рудный процесс (серицит, мусковит, околорудно-измененные породы и т.д.), при этом сами рудные минералы для датирования практически не использовались [25, 29, 34, 36, 48, 65, 66]. Результатом проведенных геохронологических исследований оказался спектр возрастов в интервале от 150 до 125 млн лет [25, 34, 36, 48, 65, 66]. Учитывая наличие на золоторудных месторождениях Яно-Колымского металлогенического пояса нескольких этапов гидротермальной активности, которые связаны с позднемезозойскими тектоно-магматическими событиями в северо-восточной Азии [8, 29, 34, 42, 48], что осложняет анализ радиогенных систем минералов, конкретный возраст золотой минерализации часто остается не совсем ясным. Это не только затрудняет металлогенические построения, но и является критическим для установления связи минерализации с тектоно-магматическими событиями в регионе. Одним из решений этой проблемы является использование Re-Os изотопных систем рудных минералов (пирит, арсенопирит, антимонит, халькопирит, молибденит) [4, 54, 58, 60, 61, 63, 68, 71, 72] и золота [9, 51-53] для определения возраста и вклада вещества разноглубинных резервуаров в рудообразующий процесс. Участие разноглубинных источников в генерации рудных флюидов можно оценить по начальному изотопному составу Os золота

(¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os)_i на предполагаемое время формирования месторождений [9, 41, 62].

Нами проведено изучение Re-Os изотопной системы золота Мало-Тарынского, Хангаласского и Базовского орогенных золоторудных месторождений, расположенных в Индигирском секторе Яно-Колымского металлогогенического пояса (рис. 1). Новые результаты исследования Re-Os изотопной системы минералов, а также имеющиеся K-Ar и Ar⁴⁰/Ar³⁹ данные [1, 25, 29, 34, 36, 48, 66], позволяют уточнить возрастные рубежи формирования золоторудной минерализации и ее связь с региональными тектоно-магматическими событиями в ЯКМП.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, МАГМАТИЗМ И ЗОЛОТОРУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Геологическое строение, история тектонического развития, магматизм и полезные ископаемые Индигирского сектора Яно-Колымского металлогенического пояса освещены в ряде публикаций [3, 11, 13-15, 29, 31, 32, 42, 48]. Пояс размещается в структурах Кулар-Нерского и Полоусно-Дебинского террейнов Яно-Колымского орогенного пояса и тыловой зоны Верхоянского складчато-надвигового пояса (рис. 1). В тектоническом плане район исследований находится в пределах Кулар-Нерского террейна (месторождения Мало-Тарынское и Хангалас) и смежных с ним структурах тыловой зоны Верхоянского складчато-надвигового пояса (месторождение Базовское) [32, 35]. С юго-запада Кулар-Нерский террейн отделяется от тыловой зоны Верхоянского складчато-надвигового пояса по Адыча-Тарынскому разлому, с северо-востока от структур Полоусно-Дебинского террейна – по Чаркы-Индигирскому разлому. Кулар-Нерский террейн сложен верхнепермскими, триасовыми и нижнеюрскими терригенными осадочными породами подножия и склона пассивной континентальной окраины Сибирского кратона. Метаморфизм пород не превышает уровня начальной стадии зеленосланцевой фации, для которой характерны серицит, гидрослюда и карбонаты [6, 27]. Структурный план Кулар-Нерского террейна определяется линейными складками и разломами преимущественно СЗ ориентировки, сформированными в течение нескольких деформационных событий [26, 32, 33, 42, 43]. Ранние прогрессивные деформации характеризуются развитием нескольких генераций изоклинальных и сжатых складок СЗ ориентировки, надвигов ЮЗ вергентности и сопряженных поперечных СВ сдвигов, межслоевых срывов и кливажа. Складки наклонные и лежачие с горизонтальными шарнирами. Структуры формировались при СВ-ЮЗ ориентировке оси сжатия и вертикальной оси растяжения. Поздние деформации проявились лево- и правосдвиговой активизацией ранних разрывных нарушений. Развиваются продольные C3 и поперечные CB разломы, складки с крутыми погружениями шарниров.

В центральной части Яно-Колымского металлогенического пояса распространены магматические породы Тас-Кыстабытского плутонического пояса широкого (J_3 - K_2) возрастного диапазона [32] (табл. 1). Позднеюрские–начала раннего мела магматические образования относятся к нера-бохапчинскому, колымскому, тарынскому, нельканскому комплексам [30]. Возраст цирконов из даек, плутонов и вулканитов этих комплексов определен U-Pb SHRIMP II методом по цирконам в 152.0–139.0 млн лет (табл. 1) [28, 30, 38]. Более широкий возрастной интервал формирования показывают Rb-Sr датировки пород и минералов (162–136 млн лет [19, 69, 70]).

Месторождения золота Яно-Колымского металлогенического пояса локализованы в зонах разломов, дайках и гранитоидных плутонах [48, 64, 66]. Выделяются орогенный (orogenic) и связанный с интрузивами (intrusion (granitoid)-related) типы золоторудных месторождений [13, 16, 48]. Связанные с интрузивами золоторудные месторождения локализованы в небольших штоках S- и I-типов гранитоидов ильменитовой серии и/или окружающих их роговиковых полях, реже в дайках различного состава (гранит-порфиры, порфириты, лампрофиры, диабазы) [10, 12, 64]. В изученном районе к этому типу относится Эргеляхское золото-висмутовое месторождение [12, 69, 70]. Гранитоиды Эргеляхского плутона и прилегающие биотитовые роговики локализуют эшелонированные линзовидные круто падающие кварцевые жилы мощностью до 1 м и длиной до 250 м. Основные рудные тела содержат последовательный ряд минеральных ассоциаций: мусковит-турмалин-кварцевая метасоматическая, вольфрамит-турмалин-кварцевая, пирротинлеллингит-данаит-арсенопиритовая и висмут-сульфотеллуридная [13]. Самородное золото присутствует в сульфоарсенидах и в минералах висмута. Кристаллизация гранитоидов Эргеляхского плутона оценивается 150-145 млн лет назад (Rb-Sr, порода+биотит, [70]) с последующим остыванием теплового поля до 136 млн лет (табл. 1) [12, 70]. Эти результаты согласуются с 40 Ar/ 39 Ar возрастом Эргеляхского плутона (142.9 ± 0.4 млн лет, биотит [57]).

Орогенные золоторудные месторождения являются ведущим экономическим типом в Яно-Колымском металлогеническом поясе. К нему относятся месторождения Наталка, Павлик, Дегдекан, Дражное, Базовское, Мало-Тарынское, Хангалас и др. Их характеристики типичны для мезозойских орогенных месторождений золота [45–50, 55]. Месторождения



Рис. 1. Схема геологического строения Индигирского сектора Яно-Колымского металлогенического пояса и положение датированных J₂-K₁ плутонов и месторождений.

1–3 – терригенные отложения: 1 – юрские, 2 – триасовые, 3 – верхнепермско-нижнетриасовые; 4 – верхнеюрские вулканогенноосадочные отложения; 5–13 – магматические образования: 5–10 плутоны: 5 – диориты, 6 – гранодиорит-граниты, 7 – адамеллит-граниты, 8 – гранодиориты, 9 – диорит-гранодиориты, 10 – гранит-лейкограниты; 11 – дациты, 12 – риолиты; 13 – дайки; 14–15 – разрывные нарушения: 14 – Чаркы-Индигирский (ЧИ) надвиг, 15 – разломы сложной кинематики (АТ – Адыча-Тарынский, ЧЮ – Чай-Юреинский, X – Хангаласский); 16, 17 – месторождения: 16 – золоторудные: а – золото-кварцевые (золото-сульфиднокварцевые), 6 – связанные с интрузивами (золото-висмутовые), 17 – комплексные: а – олово-серебряные, 6 – золото-сурьмяные. Названия магматических образований показаны курсивом, месторождений – обычным шрифтом. Цветные числа показывают возраст в млн лет: красный – метод U-Pb SHRIMP-II, зеленый – метод ⁴⁰Аг/³⁹Аг, темно-синий – метод Rb-Sr, оранжевый – метод К-Ar, черный – метод Re-Os (цифры в скобках – ссылки на литературу). На врезке показано положение района работ (по [48], с изменениями и дополнениями): СК – Сибирский кратон, ВСНП – Верхоянский складчато-надвиговый пояс, КНТ – Кулар-Нерский кратонный террейн, УЯ – Уяндино-Ясачненская вулканическая дуга, КОС – Колымо-Омолонский супертеррейн, АЧ – Арктический и Чукотский террейны, ОУ – Охотско-Чукотский и Удско-Мургальский вулканические пояса; мезозойско-кайнозойские орогены: КК – Корякский и Камчатско-Курильский.

Объект	Порода/руда	Метод	Порода/Минерал	Возраст, млн лет	Ссылка		
	Гранитоид	U-Pb	U-Рb Циркон		.1 Прокопьев и др. [29]		
Нельканский	Гранит	40 Ar/ 39 Ar	Биотит	141.2 ± 0.5			
плутон	Адамеллит	$^{40}Ar/^{39}Ar$	Биотит	143.3 ± 0.5	Layer et al. [57]		
	Адамеллит	40 Ar/ 39 Ar	Биотит	143.8 ± 0.4			
Тарынский	Риолит	U-Pb	Циркон	152.2 ± 1.4			
субвулкан	Дацит	U-Pb	Циркон	149.9 ± 1.2	Прокопьев и др. [28]		
Плутон Труд	Гранитоид	U-Pb	Циркон	151.4 ± 1.5			
Ала-Чубукский	Г	IZ A	Ортоклаз	144 ± 3	Акимов [1]		
плутон	1 ранит	K-Ar	Биотит	149 ± 3			
	Гранодиорит		Порода	139 ± 3			
	F ₁	K-Ar	Порода	143 ± 2			
	1 ранит		Биотит	144 ± 4	Зайцев и др. [18]		
Курдатский	F	D1 G	Порода+плагиоклаз+	144 ± 1			
плутон	1 ранодиорит	Kb-Sr	КПШ+ биотит	145 ± 3			
	Гранит	Rb-Sr	Порода	144 ± 1			
	Гранодиорит	40 Ar/ 39 Ar	Биотит	136.7 ± 0.4	Layer et al. [57]		
	Гранит	$^{40}Ar/^{39}Ar$	Биотит	141.2 ± 0.4			
Самырский	Г		Порода+плагиоклаз+	142 + 1	ר 101		
плутон	1 ранодиорит	Kb-Sr	КПШ+биотит	142 ± 1	Заицев и др. [18]		
Дайки	Трахибазальт	Rb-Sr	Порода	145-150	2000 H H H [10]		
месторождения	Трахибазальт	Rb-Sr	Порода	155-160	заицев и др. [19]		
Мало-Тарынское	Трахибазальт	Rb-Sr	Порода	162 ± 4	Zaitsev et al. [69]		
	Гранодиорит-порфир	K-Ar	Порода	138			
	Мелкозернистый	K-Ar	Порода	140 ± 1	Zaitsev et al. [70]		
	аплитовый гранит						
	Мелкозернистый	K-Ar	Биотит	142 ± 1			
	биотитовый гранит						
	Мелкозернистый	K-Ar	Порода	144 ± 4			
Эргеляхский плутон	биотитовый гранит						
	Гранодиорит	K-Ar	Биотит	146 ± 4			
	Гранит	K-Ar	K-Ar Биотит				
	Гранит	K-Ar	Порода	148			
	Мелкозернистый	Rb-Sr	Биотит	148			
	биотитовый гранит						
	Плагиогранит	K-Ar	Порода	157			
	Гранодиорит	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Биотит	142.9 ± 0.4	Layer et al. [57]		
Сохский плутон	Гранит	K-Ar	Порода	136 ± 4			
	Адамеллит	Rb-Sr	Порода	137 ± 1			
	Гранодиорит	Rb-Sr	Порода	140 ± 7			
	Адамеллит	Rb-Sr	Биотит	142 ± 0.3	Zaitsev et al. [70]		
	Гранит	Rb-Sr	Биотит	143 ± 0.4			
	Гранит	K-Ar	Биотит	147 ± 3			
	Адамеллит	K-Ar	Биотит	158 ± 3			
					1		

Таблица 1. Изотопный возраст месторождений и позднеюрских-раннемеловых магматических образований Индигирского сектора Яно-Колымского металлогенического пояса.

локализуются в протяженных транскоровых разломах (Адыча-Тарынский, Тенькинский, Чай-Юреинский и др.) или в оперяющих их второстепенных разломах второго/третьего порядка. Морфологические типы рудных тел: жилы, брекчии и прожилково-вкрапленный. Минеральный состав рудных тел хорошо изучен [11]. Выделены пирит-арсенопирит-серицит-кварцевая метасоматическая, пирит-арсенопирит-кварцевая жильная, золото-халькопирит-сфалерит-галенитовая и сульфосольно-карбонатная минеральные ассоциации [11]. Формирование продуктивного оруденения на месторождениях центральной части Яно-Колым-

Объект	Порода/руда	Метод	Порода/Минерал	Возраст, млн лет	Ссылка
Суптулахский	Габбро	U-Pb	Циркон	149.0 ± 1.8	
шток		TT DI		120.0	
Дайка, руч.	Риодацит	U-Pb	Циркон	139.0 ± 4.0	
Аляскитовыи	A	II DL	Ummou	147.0 + 1.2	
Даика, руч. Аляскитовый	Андезит	U-P0	циркон	147.0 ± 1.5	Протополов и лр
Дайка руч	Лацит	U-Ph	Циркон	1492 + 13	ГЗ0]
Аляскитовый	диции	010	циркон	119.2 ± 1,5	[30]
Дайка,	Андезибазальт	U-Pb	Циркон	139.0 ± 1.0	
руч. Дузунья				151.0 ± 1.0	
Дайка,	Риолит	U-Pb	Циркон	148.0 ± 0.6	
руч. Дузунья					
Дайка,	Гранит-порфир	Rb-Sr	Порода	151.0 ± 3.0	Зайцев и др. [17]
руч. Дузунья	TC	40 , 39	0	1446+19	, / <u>1</u> L J
Sn-Ag-	кварц-серицитовыи	Ar/ Ar	Серицит	144.6 ± 1.8	
сульфидное месторожление	метасоматит в				
Купольное	транитондах				
Аи-кварцевое	Квари-малосульфилная	$^{40}Ar/^{39}Ar$	Серицит	126 ± 3.2	
месторождение	жила		1		Прокопьев и др. [29]
Дора-Пиль					
Аи-кварцевое	Кварц-малосульфидная	40 Ar/ 39 Ar	Серицит	126 ± 1.6	
месторождение	жила				
Талалах					
Au-сульфидно-	Кварц-малосульфидная	K-Ar	Серицит	135 ± 3	
кварцевое	жила				
Нагорное					Акимов [1]
That opiloe	Квари-малосульфилная	K-Ar	Серицит	130 + 4	
	жила		pindini	100 - 1	
Аи-сульфидно-	Кварц-малосульфидная	40 Ar/ 39 Ar	Серицит	142.7 ± 1.8	Фридовский и др.
кварцевое	жила		-		[34]
месторождение	Кварц-малосульфидная	40 Ar/ 39 Ar	Серицит	125.6 ± 3.1	Фридовский, Зайцев
Мало-Тарынское	жила				[36]
	Кварц-малосульфидная	Re-Os	Золото	147.8 ± 3.8	
1	жила	D O	n	127.1 + 7.6	
Аи-сульфидно-	Кварц-малосульфидная	Re-Os	Золото	$13/.1 \pm /.6$	
кварцевое	жила				Ланная работа
Хангалас					Aumas paoora
Аи-кварцевое	Кварц-малосульфилная	Re-Os	Золото	147.2 ± 1.8	•
месторождение	жила				
Базовское					

Таблица 1. (Окончание).

ского металлогенического пояса происходило в диапазоне давлений от 1.2 до 0.25 кбар и температур от 300 до 240 °C. Состав флюида изменялся от низкосоленого (1 ± 0.5 мас. % NaCl-экв.) водно-углекислотного (H_2O-CO_2) до водно-углекислотно-метанового ($H_2O-CO_2-CH_4$) с умеренной соленостью (6–8 мас. % NaCl-экв.) [34, 37]. Первые результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования слюд золоторудных месторождений были получены Р. Ньюберри с соавторами [25], в дальнейшем появились новые данные [29, 65, 66]. Этими работами показан широкий возрастной диапазон формирования месторождений от 150 до 126 млн лет назад. В целом для месторождений, связанных с интрузивами, установлен возраст, близкий с U-Pb датировками S и I типа гранитоидных плутонов (160–143 млн лет, SHRIMP, циркон, [2]). Для орогенного типа месторождений получены возрастные датировки 142–125 млн лет (⁴⁰Ar/³⁹Ar, серицит, мусковит) [25, 29, 34, 36, 65, 66]. Такой возраст установлен для наиболее крупных (Наталка, Дегдекан и др.) и ряда средних (Штурмовское, Дорожное, Школьное, Надежда, Ветренское, Мало-Тарынское, Базовское, Талалах, Нагорное и др.) золоторудных месторождений Яно-Колымского металлогенического пояса.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ИЗУЧЕННЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Детальная характеристика изученных месторождений приведена в наших публикациях [13, 15, 27, 34, 35, 37, 42] и позволяет отнести их к типичным орогенным золоторудным месторождениям жильного и/или прожилково-вкрапленного типа (рис. 1).

Мало-Тарынское месторождение расположено в осевой части Адыча-Тарынского разлома в югозападном крыле Тарыно-Эльгинского синклинория, осложненного Эгеляхской антиклиналью и Голубичной синклиналью (рис. 1). Рудовмещающими толщами являются норийские отложения верхнего триаса - переслаивание преимущественно мелко- и среднезернистых песчаников с прослоями алевролитов и алевропесчаников. Рудные тела представлены минерализованными зонами дробления СЗ и С-Ю простирания с жильно-прожилково-вкрапленной золотосульфидно-кварцевой минерализацией. Зоны дробления имеют мощность до 40 м и прослеживаются на расстоянии 6 км. На месторождении установлены несколько типов минерализации: 1 – золото-висмутовая; 2 – основная промышленная золото-сульфидно-кварцевая; 3 – бертьерит-антимонитовая; 4 – эпитермальная серебро-сурьмяная [34]. Ранние кварцевые жилы из зоны дробления датированы ⁴⁰Ar/³⁹Ar методом по серициту – 142.7 ± 1.4 млн лет [34], возраст поздней кварцевой минерализации этим же методом определен – 125.6 ± 3.1 млн лет (табл. 1) [36].

В зонах дробления (участок Зеленый) и за их пределами (рудопроявление Настенька) встречаются дайки трахибазальтов нера-бохапчинского комплекса, на которые наложена золорудная минерализация. Изотопный Rb-Sr возраст даек варьирует в интервале 162–145 млн лет [19, 69]. Дайки относятся к породам высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой магматических серий [38, 44]. Вдоль западной границы месторождения локализованы Курдатский и Самырский гранитоидные плутоны [18]. Значения Rb-Sr возраста плутонов (145–142 млн лет, порода, минералы, [18]) согласуются с ⁴⁰Ar/³⁹Ar датировками $(141.2 \pm 0.4,$ биотит, [57]). Среднее содержание золота в рудных телах изменяется от 2.75 до 13.31 г/т Au.

Месторождение Базовское локализуется в югозападном крыле Адыча-Тарынского разлома (рис. 1) [15, 20, 31, 35]. Рудоконтролирующими структурами являются разлом Диагональный и расположенные в его висячем крыле рудные зоны (Восточная, Центральная, Средняя и Западная). Верхнетриасовые рудовмещающие отложения сложены преимущественно мелко- и среднезернистыми песчаниками, песчанистыми алевролитами и алевролитами. Основной тип рудных тел – жилы и штокверки, приуроченные преимущественно к пластам песчаников в крыльях разломов. Протяженность рудных тел до 6.5 км, мощность до 50-60 м, падение на СВ под углами от 40-60° до вертикального с выполаживанием их на глубине. Для кварцевых жил месторождения характерно наличие занорышей с друзами горного хрусталя [37]. Среди рудных минералов преобладает арсенопирит. Ранний арсенопирит формирует вкрапленность в метасоматитах, ассоциируя с пиритом. В кварцевых жилах арсенопирит-2 обычно образует метакристаллы размером 1-7 мм, реже гнезда размером до 10-30 см с дендритоподобными агрегатами золота, а также вкрапленностью галенита.

Месторождение Хангалас приурочено к одноименному разлому СЗ простирания, в сводовой части антиклинали Двойная [43]. Вмещающие породы – верхнепермские песчаники, реже алевролиты. На месторождении оруденение локализуется в 5 протяженных (до 1400 м) минерализованных зонах смятия и дробления (Северная, Промежуточная, Центральная, Южная, Зимняя) мощностью до 32 м. В зонах локализуются межпластовые и секущие кварцевые жилы мощностью 0.1-1 м, в раздувах до 5 м. Простирание рудных зон изменяется от северо-западного до субширотного, на отдельных отрезках до северо-восточного, падение от юго-западного до южного и юго-восточного под углами от 30-50° до 70-80°. Количество рудных минералов в жилах не превышает 1-3 %, в основном они представлены арсенопиритом, пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом и самородным золотом средней пробностью 820-830 ‰, реже сульфосолями свинца (буланжерит) и самородным серебром. Жильные минералы – кварц, менее распространены карбонаты (кальцит, сидерит) и хлорит. В околорудных кварц-карбонат-серицит-сульфидных метасоматитах развита вкрапленная минерализация с «невидимым» золотом в пиритах и арсенопиритах [23, 24]. Содержание Аи в пирите из метасоматитов составляет в среднем 12.53 г/т Au, в арсенопирите – в среднем 17.51 г/т, а в валовой пробе метасоматитов от 0.001 до 5.29 г/т Аи, в среднем 0.73 г/т. Преоблада-



Месторождение Мало-Тарынское, МТ-Б-9-16

Рис. 2. Микрофотографии изученных руд в отраженном свете (*a*, *b*, *d*) и обратно-рассеянных электронах (*b*, *c*, **e**). *a*, *b*, *c*, *e* – выделения самородного золота (Au) в кварце (Q); *b* – выделения самородного золота (Au), арсенопирита (Apy), галенита (Gn) в кварце (Q); *d* – срастание самородного золота (Au) и галенита (Gn) в кварце (Q). Сокращения названий минералов по [67].

ющей формой Au в сульфидах является структурносвязанная, в меньшей степени Au встречается в виде микровключений [24, 56].

ОБРАЗЦЫ, ПРОБОПОДГОТОВКА И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Для аналитических работ из рудных жил указанных месторождений были отобраны образцы молочно-белого кварца с видимым золотом (рис. 2). Кварц был раздроблен, и из него под бинокуляром выделялись монофракции золота. Золото ярко-желтого цвета, имеет уплощенную, неправильно комковидноветвистую форму и размеры 0.5–1×0.5–4 мм. Были подготовлены по 4 навески монофракции золота из каждого образца. Для исследования состава золотин из них взяты единичные зерна или их части. Изучение химического состава проводилось по стандартной методике с использованием электронного сканирующего микроскопа JEOL JSM-6480LV с энергетическим дисперсионным спектрометром Energy 350 Oxford (20 кВ, 1 нА, диаметр пучка 1 мкм) и рентгеноспектрального метода на микроанализаторе Camebax-Micro (ИГАБМ СО РАН, г. Якутск). Пробность золота – 805– 930 ‰. Основной примесью является Аg.

Концентрации рения и осмия в золоте определялись методом изотопного разбавления в Центре изотопных исследований Всероссийского геологического института (ФГБУ «ВСЕГЕИ», С.-Петербург) [9]. Для анализа использовались химические реагенты класса чистоты «supra pure» (сверхчистые, производства «Merk») или трижды дистиллированные «лабораторной чистоты». К образцу в виде зерен золота (10–50 мг) добавлялось 100 мг изотопного трассера 185 Re- 190 Os, после добавления к этой смеси 1 мл 11N HCl кварцевый сосуд объемом 15 мл выдерживался в течение 30 минут при температуре –20°С для предотвращения преждевременной реакции с HNO₃. Затем в сосуд добавлялось 3 мл 14N HNO₃ и сосуд закрывался тефлоновой крышкой. Растворение производилось в этих кварцевых сосудах в течение 2 часов при температуре 250°С и давлении 130 бар в специальном высокочастотном реакторе высокого давления UltraCLAVE IV («Milestone»).

Химическая сепарация осмия производилась по методике бромовой экстракции и микродистилляции [40]. Рабочий раствор образца после растворения переносился в 5 мл PFA бюкс (производства Savillex) и добавлялся 1 мл брома, после чего закрытый крышкой бюкс нагревался в течение 60 мин при температуре 120 °С. Фракция брома оттягивалась с использованием микропипетки и переносилась в 7 мл тефлоновый бюкс и выпаривалась с добавлением 0.3 мл HBr до последней капли. Эта капля наносилась на внутреннюю часть крышки конической PFA виалы (производства «Savillex») и там выпаривалась. Затем к осадку добавлялась 1 капля 40 % раствора бихромата натрия в 12N H₂SO₄, а в коническую часть виалы помещалось 5 µл HBr. Перевернутая коническая виала выдерживалась на плитке с температурой 80 °С в течение 4 часов. При этом фракция осмия в виде газообразного оксида OsO₄ эффективно экстрагировалась каплей HBr.

Раствор кислот HCl-HNO₃ после бромовой экстракции выпаривался досуха на плитке при температуре 80 °C, а сухой осадок переводился в азотнокислый раствор добавлением 3 мл 2N HNO₃ и центрифугировался в 5 мл центрифужной пробирке. Фракция рения экстрагировалась 2 мл изоамилола и 2 мл воды по методике [40]. Полученная фракция выпаривалась и переводилась в 2 мл 3 % азотнокислый раствор, который затем центрифугировался в течение 15 минут.

Измерения изотопного состава и концентрации рения производилось на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Agilent 7300. Для коррекции измеренных изотопных отношений на фракционирование в приборе применялся метод брекетинга с использованием стандартного раствора рения. Каждое измерение состояло из 100 сканов (последовательных единичных замеров) длительностью по 1 секунде каждое. Точность измерения изотопного отношения ¹⁸⁵Re/¹⁸⁷Re в течение измерительной сессии была лучше, чем 0.5 %.

Изотопный состав осмия измерялся в отрицательно-заряженных ионах на твердофазном многоколлекторном масс-спектрометре высокого разрешения Triton TI (Thermo Scientific) на умножителе в динамическом режиме регистрации ионных токов. Для коррекции измеренных изотопных отношений на приборное масс-фракционирование использовалось изотопное отношение ${}^{192}Os^{16}O_{2}/{}^{188}Os^{16}O_{2}$ природного состава 3.092016. Стандартный раствор DROsS использовался для проверки правильности учета изотопного фракционирования и среднее отношение ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os для этого стандарта в течение измерений составило 0.160928 ± 0.000029 (n = 7). Фракция осмия наносилась на платиновую ленту испарителя (толщина × ширина: 0.025 мм \times 0.5 мм, чистотой Pt 99.999 %) в капле HBr и покрывалась 0.2 µl смеси Ba(OH),+NaOH. Температура платиновых лент в источнике масс-спектрометра при выполнении анализов составляла 730-750°С. Измерялись ионные токи изотопов следующих отрицательно заряженных оксидов: ¹⁸⁵ReO₃, ¹⁸⁶OsO₃, ¹⁸⁷OsO₃, ¹⁸⁸OsO₃, ¹⁹⁰OsO₃, ¹⁹²OsO₃. Каждое измерение состояло из 30 единичных последовательных замеров вышеуказанных изотопов длительностью по 4 секунды каждое.

Уровень холостого опыта в течение измерений составил: Re – 30 пкг, Os – 1 пкг. Средний состав международного стандарта серпентинита UB-N, относительно которого оценивалась воспроизводимость применяемой методики: Re 0.2218 ± 0.0064 ppb, Os 3.65 ± 0.12 ppb, ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os 0.292 ± 0.014 , ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os 0.127176 ± 0.000091 хорошо согласуется с опубликованными данными [60]. Для построений изохронных зависимостей была использована программа IsoplotEx 3.11 [59].

РЕЗУЛЬТАТЫ Re-Os ДАТИРОВАНИЯ

Изотопные составы Re и Os образцов золота из месторождений Мало-Тарынское, Хангалас и Базовское показаны в таблице 2.

Концентрация рения в изученных образцах золота изменяется от 0.168 до 6.997 мг/т, а осмия – от 0.068 до 1.443 мг/т. Содержание рения сопоставимо, а осмия значительно выше, чем в золоте гидротермальных месторождений [53], и близко к таковым для орогенного золото-кварцевого месторождения Майское на Балтийском щите [9]. Для образцов золота месторождения Хангалас получены наиболее однородные величины изотопного отношения ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os от 0.2210 до 0.2906, менее гомогенные значения ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os наблюдаются для золота Мало-Тарынского месторождения: от 0.2618 до 0.4275, и Базовского месторождения: от 0.2765 до 0.5431. Вместе с тем, положительная корреляция вариаций значений Re/ Os отношения (для золота месторождений Хангалас -0.4-5.2, Мало-Тарынское - 1.2-19.4, Базовское - 0.4-30.3), величины измеренного изотопного состава ос-



мия (¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os), и значительные вариации значений велич изотопного отношения ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os (в среднем в 10 раз) отнош для образцов золота каждого из изученных месторождений позволяет использовать изохронную модель личест для аппроксимации указанных корреляций.

Так, на Re-Os изохронной диаграмме изотопные составы образцов золота Мало-Тарынского месторождения образуют линейный тренд (СКВО = 1.5), наклон которого соответствует возрасту образования изотопной системы (147.8 ± 3.8 млн лет) в предположении единого источника вещества с начальным отношением изотопов осмия $^{187}Os/^{188}Os = 0.2475 \pm$ 0.0012 (рис. 3, а). Как уже указывалось выше, образцы рудного золота из месторождения Хангалас характеризуются наибольшей однородностью как измеренных отношений изотопов осмия, так и ренийосмиевых отношений, что приводит к значительной неопределенности начального отношения (0.216 ± 0.022) и повышенной величине СКВО (59 при возрасте 168 ± 80 млн лет). Тем не менее, наличие линейной корреляции в расположении точек изотопного состава на изохронной диаграмме очевидно (рис. 3, б). За наилучшую оценку возраста образования золотого оруденения месторождения Хангалас мы принимаем



Рис. 3. Re-Os изохронные диаграммы для самородного золота месторождений Мало-Тарынское (а), Хангалас (б) и Базовское (в). Залитые кружки – образцы и их номера.

величину 137.1 ± 7.6 млн лет (начальное изотопное отношение осмия 0.2212), полученную при корреляции двух фракций (1 и 3, табл. 1) с наибольшим количеством рения и осмия в анализе и с наибольшими навесками исходного материала.

Изученные образцы золота месторождения Базовское характеризуются наименьшими содержаниями осмия по сравнению с образцами месторождений Мало-Тарынское и Хангалас, а очевидная гетерогенность как в содержании рения, так и измеренном изотопном составе осмия между отдельными фракциями позволяет предположить их различное происхождение или существенную контаминацию силикатным материалом (фракции 1 и 3, табл. 1). При корреляции изотопных составов фракций 2 и 4 образцов золота месторождения Базовское возрастная оценка соответствует величине 147.2 ± 1.8 млн лет при начальном изотопном отношении 0.1844 (рис. 3, в), близкой к изохронному возрасту Мало-Тарынского месторождения (рис. 3, a), существенно отличаясь по величине начального изотопного отношения (для Мало-Тарынского месторождения – 0.2475).

Если предположить, что начальный изотопный состав осмия на обоих месторождениях был одинако-

Номер	Навеска,	Re,	Os,	$187 \mathbf{P}_{0} / 188 \mathbf{O}_{0}$	± 2σ,	$187 \Omega_{\rm S} / 188 \Omega_{\rm S}$	± 2σ,	$(^{187}O_{\rm S}/^{188}O_{\rm S})$
образца/фракции	Г	мг/т	мг/т	Ke/ US	%	05/ 05	абс.	$(0s/0s)_i$
Мало-Тарынское								
МТ-Б-9-16 (1)	0.0137	1.007	0.811	5.931	1.80	0.2618	0.0012	0.2472
МТ-Б-9-16 (2+4)*	0.0115	3.366	1.046	15.029	0.58	0.2854	0.0017	0.2471
МТ-Б-9-16 (3)	0.1658	6.997	0.360	73.282	1.74	0.4275	0.0027	0.2478
Хангалас								
ХГ-45-14 (1)	0.0380	0.916	0.205	21.395	0.09	0.2701	0.0026	0.2212
ХГ-45-14 (2)	0.0187	1.862	0.354	24.883	0.13	0.2906	0.0022	0.2338
ХГ-45-14 (3)	0.0289	0.439	0.731	2.878	0.66	0.2210	0.0011	0.2144
ХΓ-45-14 (4)	0.0123	0.702	1.443	2.329	0.37	0.2265	0.0013	0.2212
Базовское								
БЗ-93-15 (1)	0.0253	0.461	0.170	12.737	1.50	0.3816	0.0020	0.3504
БЗ-93-15 (2)	0.0220	6.406	0.211	146.09	0.15	0.5431	0.0023	0.1849
БЗ-93-15 (3)	0.0729	0.168	0.068	11.694	2.29	0.3788	0.0041	0.3502
БЗ-93-15 (4)	0.0692	1.147	0.146	37.509	0.51	0.2765	0.0023	0.1845

Таблица 2. Результаты Re-Os изотопного анализа самородного золота из месторождений Индигирского сектора Яно-Колымского металлогенического пояса.

Примечание. Навески проб взяты с использованием единичных золотин или их части; ± 2 σ, % – погрешность определения изотопного отношения (внутренняя), в относительных единицах; ± 2 σ, абс. – погрешность определения изотопного отношения (внутренняя), в абсолютных единицах; * – навески при построении изохроны объединены с усреднением изотопного состава суммарной точки; (¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os)_i – начальное отношение изотопов осмия на предполагаемое время формирования золота месторождений Мало-Тарынское и Базовское – 147 млн лет назад, Хангалас – 137 млн лет назад.

вый в момент формирования оруденения, то возраст рудного золота месторождения Базовское уменьшится до 121.3 ± 1.0 млн лет, что сопоставимо с ⁴⁰Ar/³⁹Ar возрастом серицита золоторудного месторождения Талалах (табл. 1). В любом случае, начальные отношения изотопов осмия в интервале 0.1844–0.2475 изученных образцов и фракций золота месторождений Мало-Тарынское, Хангалас и Базовское однозначно указывают на существенную долю нерадиогенной компоненты, которая обычно ассоциирует с мантийными источниками (¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os для модельной верхней примитивной мантии 0.1296) [61], тогда как коровое вещество характеризуется высокорадиогенным составом осмия (>> 1.0) [41].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные новые датировки, с учетом имеющихся опубликованных данных [1, 29, 34, 36, 48, 66], хорошо согласуются с выделенными [48] двумя возрастными группами (150–136 и 126–120 млн лет) золоторудных месторождений орогенного типа Яно-Колымского металлогенического пояса и позволяют уточнить возрастные взаимоотношения оруденения и магматизма. Представленные здесь оценки Re-Os возраста изотопных систем золота (147.8 \pm 3.8 млн лет для Мало-Тарынского меторождения и 147.2 \pm 1.8 для месторождения Базовское) близки ранее полученной нами ⁴⁰Ar/³⁹Ar датировке серицита (142.7 \pm 1.8 млн лет) Мало-Тарынского месторождения [34],

а месторождения Хангалас (137.1 \pm 7.6 млн лет) несколько выше К-Аг датировок серицита месторождений Нагорное и Юхонджа [1, 15]. Анализ термохронологической истории формирования орогенного магматизма в Индигирском секторе Яно-Колымского металлогенического пояса (табл. 1 и рис. 4) показывает, что полученные нами даты практически синхронны времени остывания гранитных плутонов, с момента внедрения (U-Pb датировки по цирконам – 155–147 млн лет) до температур уровня 300°С (⁴⁰Ar/³⁹Ar и K-Ar датировки – 149–138 млн лет), что указывает на важную роль орогенного магматизма в формировании золотого оруденения.

Аналогичная картина наблюдается и для второй группы месторождений (Талалах, Дора-Пиль, Надежда, Ветренское и др.), которые формировалась в период от 126 до 120 млн лет назад (аптский век-начало барремского века, ранний мел). В Индигирском секторе Яно-Колымского металлогенического пояса магматизма, синхронного месторождениям второй группы, не установлено. Однако в Аллах-Юньской металлогенической зоне (Южное Верхоянье) аптский магматизм проявлен довольно широко и его взаимоотношения с орогенным оруденением хорошо изучены [5, 7, 22, 39]. Так на Нежданинском месторождении ранний этап магматический активности представлен аптскими (нижний мел) дайками лампрофиров (121 ± 1 млн лет, циркон, U-Pb ID-TIMS, [39] и расположенным к югу от месторождения Дыбинским массивом



Рис. 4. Возрастные взаимоотношения позднеюрских–раннемеловых рудообразующих и магматических событий в Индигирском секторе Яно-Колымского металлогенического пояса.

гранитоидов (122.3 \pm 0.4 млн лет, биотит, ⁴⁰Ar/³⁹Ar [57]). Близкий раннемеловой возраст (120 \pm 1 млн лет, серицит, ⁴⁰Ar/³⁹Ar и 119 \pm 4 млн лет, серицит, K-Ar, [5]) имеет золоторудная минерализация Нежданинского месторождения. Таким образом, для обеих групп месторождений типична тесная возрастная/пространственная связь с магматизмом.

Существуют различные представления о связи формирования месторождений Яно-Колымского металлогенического пояса с геодинамическими событиями в позднеюрское–раннемеловое время в Верхояно-Колымской складчатой области [14, 29, 32, 33, 66]. В работах [14, 32] формирование позднеюрско-ранненеокомового Яно-Колымского металлогенического

пояса обосновывалось коллизией Колымо-Омолонского супертеррейна с окраиной Сибирского (Северо-Азиатского) кратона. Для Верхне-Колымского сектора Яно-Колымского металлогенического пояса Ворошиным С.В. с соавторами [66] предложена модель образования золоторудных месторождений в период от 139 до 125 из метаморфических флюидов в условиях регионального поднятия территории через 1-15 млн лет после завершения коллизии и мобилизации рудоносных флюидов. Полученные А.В. Прокопьевым с соавторами [29] новые изотопно-геохронологические данные для золоторудных месторождений и магматизма Индигирского сектора Яно-Колымского металлогенического пояса показали возможность формирования месторождений на заключительных этапах коллизии Сибирского (Северо-Азиатского) кратона и Колымо-Омолонского супертеррейна и, вероятно, на ранних стадиях коллапса орогена. Это не противоречит ранее высказанному мнению [48] о формировании рассматриваемых месторождений в титон-валанжинское время (150-136 млн лет), после внедрения коллизионных гранитоидов, синхронно охлаждению орогенных структур. Имеющиеся датировки золотой минерализации моложе 130 млн лет назад этими исследователями связываются с развитием Удско-Мургальской магматической дуги и самого Охотско-Корякского орогенного пояса в целом и последующих аккреционных орогенных процессов [48].

Полученные нами результаты изучения Re-Os изотопных систем золота месторождений Мало-Тарынское, Базовское и Хангалас показывают, что их формирование произошло на рубеже поздней юры – раннего мела и в самом начале раннего мела в связи с позднеорогенными процессами в Яно-Колымском орогенном поясе, затронувшими всю восточную окраину Сибирского континента. Имеющиеся датировки месторождений Талалах, Пиль Яно-Колымского металлогенического пояса, возможно, предполагают возникновение золотого оруденения в тыловой обстановке формирования Охотско-Корякского орогенного пояса, без проявления соответствующего магматизма.

Начальные отношения изотопов осмия (¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os)_i в интервале 0.1844–0.2475 изученных образцов и фракций золота Мало-Тарынского, Хангаласского и Базовского месторождений указывают на присутствие нерадиогенной компоненты, характерной для мантийных источников [9, 61]. Это можно объяснить участием в орогенном процессе мантийных магм, сформировавших отдельные расслоенные плутоны в осевой части Колымского сектора Яно-Колымского орогенного пояса [21].

Таким образом, результаты наших исследований, в совокупности с анализом имеющихся геохронологических данных по времени формирования орогенного гранитоидного магматизма и золотого оруденения, свидетельствуют о тесной временной ассоциации золотого оруденения и орогенного магматизма, что позволяет считать их такую связь не случайной. Но дальнейшее обсуждение данного вопроса выходит за рамки нашей публикации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые изучены Re-Os изотопные системы самородного золота из месторождений Мало-Тарынское, Базовское, Хангалас центральной части Яно-Колымского золотоносного пояса. Полученный изохронный Re-Os возраст месторождений (147.8–137.1 млн) в пределах погрешности согласуется с рядом известных ⁴⁰Ar/³⁹Ar и K-Ar датировок серицита этих месторождений. Установлены возрастные взаимоотношения орогенного золотого оруденения с позднеюрскими-раннемеловыми магматическими образованиями. Формирование месторождений Мало-Тарынское и Базовское (147.8–147.2 млн лет назад, титонский век, поздняя юра) субсинхронно финальному импульсу внедрения даек нера-бохапчинского комплекса и кристаллизации гранитоидов Нельканского плутона. Возраст месторождения Хангалас (~137.1 млн лет назад, валанжинский век, ранний мел) близок времени остывания раннемеловых магматических комплексов (Курдатский, Эргеляхский плутоны). Впервые полученные Re-Os изотопные датировки золота из месторождений Мало-Тарынское, Базовское, Хангалас, с учетом ранее полученных K-Ar и ⁴⁰Ar/³⁹Ar данных [25, 29, 34, 36, 48], подтверждают формирование золотого оруденения с конца юры и в самом начале раннего мела в связи с позднеорогенными процессами в Яно-Колымском поясе и на восточной окраине Сибирского континента.

Результаты Re-Os изотопного датирования являются пилотными, но их очевидная информативность свидетельствует о перспективности дальнейшего изучения Re-Os изотопной системы золота месторождений Яно-Колымского золотоносного пояса.

Источники финансирования. Исследование выполнено при финансовой поддержке по плану НИР ИГАБМ СО РАН, СВКНИИ ДВО РАН (проект № 121031700301-5) и РФФИ (проекты № 18-45-140040 р а; 20-05-00344).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акимов Г.Ю. Новые данные о возрасте золото-кварцевого оруденения в Верхне-Индигирском районе Якутии // Докл. АН. 2004. Т. 398, № 1. С. 80–83.
- Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Вуден Дж., Горячев Н.А., Альшевский А.В., Бахарев А.Г.,

Трунилина В.А. U-PB-SHRIMP-возраст гранитоидов главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии) // Докл. АН. 2009. Т. 426, № 2. С. 216–221.

- Амузинский В.А. Металлогенические эпохи и золотоносность рудных комплексов Верхоянской складчатой системы. Якутск: Изд-во Якутского университета, 2005. 248 с.
- Артемьев Д.С., Крымский Р.Ш, Беляцкий Б.В., Ашихмин Д.С. Возраст оруденения Майского золоторудного месторождения (Центральная Чукотка): результаты Re-Os изотопного датирования // Зап. Горного института. 2020. Т. 243. С. 266–278.
- Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н., Прокопьев А.В., Зайцев А.И., Травин А.В. Гранитоидный магматизм и формы связи с ним золотого оруденения Нежданинского рудно-магматического узла // Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона. 2011. Т. 2. С. 25–30.
- Бергер В.И., Мамонов С.В. Геолого-геохимическое обоснование метаморфогенно-гидротермальной модели золотоантимонитовой березитовой формации // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1988. С. 285–295.
- Борисенко А.С., Спиридонов А.М., Изох А.Э., Прокопьев А.В., Лебедев В.И., Гаськов И.В., Зорина Л.Д., Костин А.В., Наумов Е.А., Третьякова И.Г. Высокопродуктивные этапы базитового и гранитоидного магматизма Северной Азии, оценка их ресурсного потенциала, научное обоснование критериев прогноза и поисков крупных Cu-Ni-Pt, Со, Аu, Аg и редкометалльных месторождений // Вестн. Отделения наук о Земле РАН. 2012. С. 227–252.
- Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Прокопьев А.В. Золото-сурьмяные месторождения Сарылах и Сентачан (Саха-Якутия): пример совмещения мезотермальных золото-кварцевых и эпитермальных антимонитовых руд // Геология руд. месторождений. 2010. Т. 52, №. 5. С. 381–417.
- Бушмин С.А., Беляцкий Б.В., Крымский Р.Ш., Глебовицкий В.А., Буйко А.К., Савва Е.В., Сергеев, С.А. Изохронный Re-Os возраст золота жильного золото-кварцевого месторождения Майское (Северная Карелия, Балтийский Щит) // Докл. АН. 2013. Т. 448, № 1. С. 76–79.
- Волков А.В., Егоров В.Н., Прокофьев В.Ю., Сидоров А.А., Горячев Н.А., Бирюков А.В. Месторождения золота в дайках Яно-Колымского пояса // Геология руд. месторождений. 2008. Т. 50, № 4. С. 311–337.
- Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. М.: ГЕОС, 2001. 221 с.
- 12. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бахарев А.Г., Колисниченко П.П., Зайцев А.И., Диман Е.Н., Бердников Н.В. Условия зарождения и эволюции золоторудно- магматических систем в мезозоидах Северо-Востока Азии. Магадан: МПО СВНЦ ДВО РАН, 2003. 196 с.
- Гамянин Г.Н., Фридовский В.Ю., Викентьева О.В. Благороднометалльная минерализация Адыча-Тарынской металлогенической зоны: геохимия стабильных изотопов, флюидный режим и условия рудообразования // Геология и геофизика. 2018. № 10. С. 1586–1605.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 2. С. 573–981.
- 15. Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых

жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 1998. 210 с.

- 16. Горячев Н.А. Месторождения золота в истории Земли // Геология руд. месторождений. 2019. Т. 61, № 6. С. 3–18.
- Зайцев А.И., Фридовский В.Ю., Кудрин М.В. Rb-Sr систематика магматических пород западной части Ольчан-Нерской металлогенической зоны (Восточная Якутия) // Отеч. геология. 2016. № 6. С. 43–51.
- 18. Зайцев А.И., Фридовский В.Ю., Кудрин М.В. Интенсивные параметры формирования и минерагенический потенциал гранитоидов Курдатского и Самырского массивов, Тас-Кыстабытский магматический пояс Верхояно-Колымской складчатой области // Отеч. геология. 2017. № 5. С. 80–89.
- Зайцев А.И., Фридовский В.Ю., Верниковская А.Е., Кудрин М.В., Яковлева К.Ю., Кадильников П.И. Rb-Sr изотопное изучение базитов дайкового комплекса Тарынской рудно-магматической системы (северо-восток России) // Отеч. геология. 2018. № 5. С 50–61.
- 20. Золоторудные месторождения России / Ред. М.М. Константинов. М.: Акварель. 2010. 349 с.
- Изох А.Э., Горячев Н.А., Альшевский А.В., Акинин В.В. Сохатиный дифференцированный габбро-монцодиоритовый массив как пример синбатолитовых габброидов Яно-Колымской системы // Докл. АН. 2012. Т. 444, № 2. С. 180– 183.
- 22. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Зайцев А.И. Задержнинское золоторудное месторождение: минеральный состав, флюидные включения, возраст формирования (Южное Верхоянье) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59, № 10. С. 1606–1622.
- 23. Кудрин М.В. Вкрапленная минерализация золоторудного месторождения Хангалас (Яно-Колымский золотоносный пояс) // Новое в познании процессов рудообразования: Восьмая Российская молодёжная науч.-практ. Школа. М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 221–223.
- 24. Кудрин М.В., Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И. Рентгеновская компьютерная микротомография сульфидов с «невидимым» золотом месторождения Хангалас (Восточная Якутия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: Материалы Х Всерос. науч. практ. конф. с международным участием. Якутск: Изд-во СВФУ, 2020. С. 250–254.
- 25. Ньюберри Р.Дж., Лейер П.У, Ганс П.Б., Гончаров В.И., Горячев Н.А., Ворошин С.В. Предварительный анализ хронологии мезозойского магматизма и оруденения на Северо-Востоке России с учетом датировок 40Ar/39Ar и данным по рассеянным элементам изверженных и оруденелых пород // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм северной Пацифики. Т.1. Геология, геохронология и геохимия / Тр. Всерос. Сов. Магадан, 1997 г. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С.181–205.
- 26. Парфёнов Л.М., Рожин С.С., Третьяков Ф.Ф. О природе Адыча-Тарынской зоны разломов (Восточное Верхоянье) // Геотектоника. 1988. № 4. С. 88–102.
- Полуфунтикова Л.И., Фридовский В.Ю., Горячев Н.А. Геохимические особенности руд и вмещающих пород орогенного Мало-Тарынского золоторудного месторождения (Верхояно-Колымская складчатая область, Северо-Восток России) // Тихоокеан. геол. 2020. Т. 39, № 5. С. 41–55.
- 28. Прокопьев А.В., Бахарев А.Г., Торо Х., Миллер Э.Л. Тас-

Кыстабытский магматический пояс (Северо-Восток Азии): первые U-Pb (SHRIMP) и Sm-Nd данные // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2008. С. 305–308.

- 29. Прокопьев А.В., Борисенко А.С., Гамянин Г.Н., Фридовский В.Ю., Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Трунилина В.А., Васюкова Е.А., Иванов А.И., Травин А.В., Королева О.В., Васильев Д.А., Пономарчук А.В. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования месторождений и магматических образований Верхояно-Колымской складчатой области // Геология и геофизика. 2018. № 10. С. 1542–1563.
- 30. Протопопов Г. Х., Трущелев А. М., Кузнецов Ю. В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. Третьей поколение. Серия Верхоянско-Колымская. Лист Q-54 – Усть-Нера: Объясн. зап. / Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ», АО «Якутскгеология». СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 845 с.
- Рожков И.С., Гринберг Г.А., Гамянин Г.Н., Ипатьева И.С., Кухтинский Г.Г. Соловьев В.И. Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхне-Индигирского района. М.: Наука, 1971. 238 с.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
- 33. Фридовский В.Ю. Структуры золоторудных полей и месторождений Яно-Колымского рудного пояса (Восточная Якутия территория Верхояно-Колымской коллизионной области) // Металлогения рядов коллизионных геодинамических обстановок. Т. 1. М.: ГЕОС, 2002. С. 6–241.
- 34. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Структуры, минералогия и флюидный режим формирования руд полигенного Малотарынского золоторудного поля (Северо-Восток России) // Тихоокеан. геол. 2015. Т. 34, № 4. С. 39–52.
- Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И., Горячев Н.А., Кудрин М.В. Рудоконтролирующие надвиги золоторудного месторождения Базовское (Восточная Якутия) // Докл. АН. 2017. Т. 474, № 4. С. 462–464.
- 36. Фридовский В.Ю., Зайцев А.И. Новые данные о времени формирования золоторудной минерализации Верхне-Индигирского района (Яно- Колымский пояс): по результатам Аг-Аг и Rb-Sr датирования // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы IV Всерос. конф. с международным участием. Владивосток, 2018. С. 296–299.
- 37. Фридовский В.Ю., Кряжев С.Г., Горячев Н.А. Физико-химические условия формирования кварца золоторудного месторождения Базовское (Восточная Якутия, Россия) // Тихоокеан. геол. 2019. Т. 38, № 5. С. 14–24.
- 38. Фридовский В.Ю., Яковлева К.Ю., Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Родионов Н.В., Лохов К.И. Позднеюрский (151–147 млн лет) дайковый магматизм северо-восточной окраины Сибирского кратона // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 491, № 1. С. 12–16.
- 39. Чернышев И.В., Бахарев А.Г., Бортников Н.С., Гольцман Ю.В., Котов А.Б., Гамянин Г.Н., Чугаев А.В., Сальникова Е.Б., Баирова Э.Д. Геохронология магматических пород района золоторудного месторождения НЕЖДАНИН-СКОЕ (Якутия, Россия): U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd изотопные

данные // Геология руд. месторождений. 2012. Т. 54, № 6. С. 487–512.

- 40. Birck J.L., Barman M.R., Capmas F. Re-Os isotopic measurements at the femtomole level in natural samples // Geostandards Newrletter, 1997. V. 20. P. 19–27.
- Esser B.K., Turekian K.K. The osmium isotopic composition of the continental crust // Geoch. et Cosmoch. Acta. 1993. V. 57, N 13. P. 3093–3104.
- Fridovsky V.Yu. Structural control of orogenic gold deposits of the Verkhoyansk-Kolyma folded region, northeast Russia // Ore Geol. Rev. 2018. P. 38–55.
- 43. Fridovsky V.Y., Kudrin M. V., Polufuntikova L.I. Multi-stage deformation of the Khangalas ore cluster (Verkhoyansk-Kolyma folded region, northeast Russia): ore-controlling reverse thrust faults and post-mineral strike-slip faults // Minerals. 2018. V. 8, N 7. P. 270.
- 44. Fridovsky V.Yu., Yakovleva K.Yu., Vernikovskaya A.E., Vernikovsky V.A., Matushkin N.Y., Kadilnikov P.I., Rodionov N.V. Geodynamic Emplacement Setting of Late Jurassic Dikes of the Yana–Kolyma Gold Belt, NE Folded Framing of the Siberian Craton: Geochemical, Petrologic, and U–Pb Zircon Data // Minerals. 2020. V. 10, N 11. P. 1000.
- Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis // Ore Geol. Rev. 2001. V. 18. P. 1–75.
- Goldfarb R.J., Taylor R., Collins G., Goryachev N.A., Orlandini O.F. Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia // Gondwana Research. 2014. V. 25, N 1. P. 49–102.
- Goldfarb R.J., Groves D.I. Orogenic gold: common or evolving fluid and metal sources through time // Lithos. 2015. N 233. P. 2–26.
- Goryachev N.A., Pirajno F. Gold deposit and gold metallogeny of Far East Russia // Ore Geol. Rev. 2014. V. 59. P. 123–151.
- Groves D.I., Goldfarb R.J. Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // Ore Geol. Rev. 1998. V. 13. P. 7–27.
- Groves D.I., Santosh M., Deng J., Wang Q., Yang L., Zhang L. A holistic model for the origin of orogenic gold deposits and its implications for exploration // Miner. Depos. 2019. P. 1–18.
- Hannah J.L., Stein H.J., Markey R.J., Scherstén A. Gold: A Re-Os geochronometer? In Geochimica et Cosmochimica Acta. Pergamon-Elsevier Science Ltd: The Boulevard, Langford Lane, Kidlington, Oxford Ox5 1gb, England. 2004. V. 68, N 11. P. A773–A773.
- Kirk J., Ruiz J., Chesley J., Titley S., Walshe J. A detrital model for the origin of gold and sulfides in the Witwatersrand basin based on Re-Os isotopes // Geochim. Cosmochim. Acta. 2001. V. 65, N 13. P. 2149–2159.
- Kirk J., Ruiz J., Chesley J., Walshe J., England G. A major archean, gold- and crust-forming event in the Kaapvaal Craton, South Africa // Sci. 2002. V. 297. P. 1856–1858.
- 54. Kerr A., Selby D. The timing of epigenetic gold mineralization on the Baie Verte Peninsula, Newfoundland, Canada: new evidence from Re–Os pyrite geochronology // Miner. Depos. 2012. V. 47. P. 325–337.
- 55. Kerrich R., Goldfarb R., Groves D., Garwin S., Jia Y. The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. Science in China (Series D) // Earth Sci. 2000. V. 43, N 1. P. 68.

- 56. Kudrin M.V., Polufuntikova L.I., Fridovsky V.Yu., Aristov V.V., Tarasov Ya.A. Geochemistry and form of «invisible» gold in pyrite from metasomatites of the Khangalas deposit, NE Russia // Arctic and Subarctic Natural Resources. 2020. V. 25, N 3. P. 7–14.
- Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L., Trunilina V., Bakharev A. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on 40Ar/39Ar geochronology and trace element geochemistry // Geol. 2001. V. 29. P. 167–170.
- 58. Li S., Wang Z., Wang K., Cai W., Peng D., Xiao L., Li J. Re-Os pyrite geochronological evidence of three mineralization styles within the Jinchang Gold Deposit, Yanji–Dongning Metallogenic Belt, Northeast China // Minerals. 2018. V. 8, N 448.
- Ludwig K.R. User's manual for Isoplot 3.75, A geochronological toolkit for Microsoft Excel. BGC Special Publication 4: 2455 Ridge Road, Berkeley CA 94709, USA. 2012. 141 p.
- Mathur, R., Ruiz, J., Tornos, F., 1999. Age and sources of the ore at Tharsis and Rio Tinto, Iberian Pyrite Belt, from Re-Os isotopes // Miner. Depos. V. 34. P. 790–793.
- Meisel T., Walker R.J., Morgan J.W. The osmium isotopic composition of the Earth's primitive upper mantle // Nat. 1996.V. 383. P. 517–520.
- Meisel Th., Reisberg L., Moser J., Carignan J., Melcher F., Brügmann G. Re–Os systematics of UB-N, a serpentinized peridotite reference material // Chemical Geol. 2003. V. 201. P. 161–179.
- 63. Stein H.J., Morgan J.W., Schersten A. Re-Os dating of lowlevel highly radiogenic (LLHR) sulfides: The Harnas gold deposit, southwest Sweden, records continental-scale tectonic events // Soc. Econ. Geol. 2000. V. 95. P. 1657–1671.
- 64. Vikent'eva O.V., Prokofiev V.Y., Gamyanin G.N., Bortnikov N.S., Goryachev N.A. Intrusion-related gold-bismuth deposits of North-East Russia: PTX parameters and sources of hydrothermal fluids // Ore Geol. Rev. 2018. V. 102. P. 240–259.
- 65. Voroshin S.V., Newberry R.J., Layer P.W. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of Au-quartz-mineralization in the Upper Kolyma region

(Magadan Oblast, Russia). Proceedings of the Interim IAGOD conference. Vladivostok: Dalnauka, 2004. P. 568–571.

- 66. Voroshin S.V., Tyukova E.E., Newberry R.J., Layer P.W. Orogenic gold and rare metal deposits of the Upper Kolyma District, Northeastern Russia: Relation to igneous rocks, timing, and metal assemblages // Ore Geol. Rev. 2014. V. 62. P. 1–24.
- Whitney D.L., Ewans B.W. Abbreviations of names of rock forming minerals // Am. Miner. 2010. V. 95. P. 185–187.
- Yakubchuk A., Stein H., Wilde A. Results of pilot Re-Os dating of sulfides from the Sukhoi Log and Olympiada orogenic gold deposits, Russia // Ore Geol. Rev. 2014. V. 59. P. 21–28.
- 69. Zaitsev A.I., Fridovsky V.Yu., Yakovleva K.Yu., Kudrin M.V., Vernikovskaya A.E. Composition and age of the basitic dikes of the Nastenka site of the Malo–Tarynskoe orogenic gold deposit (Verkhoyansk–Kolyma folded region. Northeast Russia) // Proceedings of the 19th International Multidisciplinary Scientific GeoConference-SGEM. Varna, Bulgaria. 2019. V. 19. P. 99–108.
- Zaitsev A. I., Fridovsky V. Yu., Kudrin M.V. Granitoids of the Ergelyakh Intrusion-Related Gold–Bismuth Deposit (Kular-Nera Slate Belt, Northeast Russia): Petrology, Physicochemical Parameters of Formation, and Ore Potential // Minerals. 2019. V. 9. P. 297.
- 71. Zhang P., Huang X., Cui B., Wang B., Yin,Y., Wang J. Re-Os isotopic and trace element compositions of pyrite and origin of the Cretaceous Jinchang porphyry Cu-Au deposit, Heilongjiang Province, NE China // Asian Earth Sci. 2016. V. 129. P. 67–80.
- Zu B., Xue C., Seltmann R., Dolgopolova A., Chi G., Li C. Geology, geochronology, and S-Pb-Os geochemistry of the Alastuo gold deposit, West Tianshan, NW China // Miner. Depos. 2020. V. 55 (11-12). P. 1–18.

Рекомендована к печати А.А. Сорокиным после доработки 03.03.2021 г. принята к печати 19.03.2021 г.

V.Yu. Fridovsky, N.A. Goryachev, R.Sh. Krymsky, M.V. Kudrin, B.V. Belyatsky and S.A. Sergeev

Age of gold mineralization in the Yana-Kolyma metallogenic belt, northeast Russia: first data of Re-Os isotope geocronology of native gold

Presented are the first results of studying the Re-Os isotope system of native gold from the orogenic Malo-Taryny, Khangalas, and Bazovsky deposits located in the central part of the Yana-Kolyma metallogenic belt. Re concentration in the sampled gold varies from 0.168 to 6.997 mg/t while that of Os changes from 0.068 to 1.443 mg/t. The data obtained enabled calculation of the isochrone age which is consistent, within the limits of error, with ⁴⁰Ar-³⁹Ar and K-Ar dates of sericite from the above deposits. The results obtained indicate that gold deposits under study were formed in the interv of 147.8–137.1 Ma synchronously with Late Jurassic – Early Cretaceous orogenic processes in the Yana-Kolyma metallogenic belt and the eastern margin of the Siberian continent. The initial Os isotope ratios ((¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os)i= 0.1844–0.2475) in the studied samples and fractions of gold from the Malo-Tarynsky, Khangalas and Bazovsky deposits suggest a significant role of a non-radiogenic component, normally associated with mantle sources.

Key words: gold, Re-Os geochronology, orogenic deposits, Yana-Kolyma metallogenic belt, northeastern Asia.