

## Интенсивные параметры формирования и минерагенический потенциал гранитоидов Курдатского и Самырского массивов, Тас-Кыстабытский магматический пояс Верхояно-Колымской складчатой области

А.И.ЗАЙЦЕВ, В.Ю.ФРИДОВСКИЙ, М.В.КУДРИН (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677007, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Рассмотрена специфика петрографического и химического составов и возраст Курдатского и Самырского плутонов, локализованных в пределах Адыча-Тарынской зоны разломов. Показано, что внедрение этих массивов происходило в интервале 140–145 млн. лет, с модификацией их составов при последующих этапах тектономагматической активизации в пределах района (120–128 и 100–110 млн. лет). На основе изучения химических составов гранитоидов установлены субстраты их магмогенерации. Определены *P-T* параметры формирования расплавов и условия их кристаллизации. Гранитоиды плутонов формировались при длительной температурной эволюции, что сопровождалось повышением окислительного потенциала кислорода, от низких значений  $fO_2$ , ниже Ni-NiO буфера, до высоких, в пределах магнетит-гематитового буфера. Показана перспективность гранитоидов для формирования медно-порфировой минерализации.

*Ключевые слова:* гранитоиды, изотопный возраст, физико-химические параметры формирования, Курдатский и Самырский плутоны, Адыча-Тарынская зона разломов.

Зайцев Альберт Иванович  
Фридовский Валерий Юрьевич  
Кудрин Максим Васильевич



a.i.zaitsev@diamond.yasn.ru  
fridovsky@diamond.yasn.ru  
kudrinmv@mail.ru

## Intensive options of granitoid formation in Kurdat and Samyr massives, Tas-Kystabyt magmatic belt

A.I.ZAITSEV, V.Yu.FRIDOVSKY, M.V.KUDRIN

The specific features of the petrographic and chemical composition and age of the Kurdat and Samyr plutons, localized within the Adycha-Taryn fault zone, are considered. It is shown that the introduction of these massifs occurred in the interval of 140–145 Ma, with their modification at subsequent stages of tectonomagmatic activation within the region (120–128 and 100–110 Ma). Based on the study of the chemical compositions of granitoids, substrates for their magma generation have been established. The *P-T* parameters of melts formation and the conditions for their crystallization have been revealed. Granitoids of plutons were formed during prolonged temperature evolution, which was accompanied by an increase in the oxidation potential of rocks, from low values of  $fO_2$ , below the Ni-NiO buffer, to high ones, within the magnetite-hematite buffer. The prospects of granitoids for the formation of Cu – porphyry mineralization are shown.

*Key words:* granitoids, isotopic age, *P-T* formation parameters, Kurdat and Samyr plutons, Adycha-Taryn fault zone.

Тас-Кыстабытский магматический пояс выделяется в северо-восточной части Верхояно-Колымской складчатой области (ВКСО). В месте его пересечения Адыча-Тарыньским разломом отмечается появление различной по составу Au, Au-Sb, Ag, Ag-Sb и Ag-Sn минерализации. Адыча-Тарыньская зона разломов и наращивающий ее к юго-востоку Тенькинский разлом являются важными рудоконтролирующими структурами Яно-Колымского металлогенического пояса. Адыча-Тарыньская зона разломов представляет собой пример совмещения в еди-

ной рудовмещающей структуре оруденения различных формационных (генетических) типов. В пределах зоны разломов развиты разнообразные магматические тела – от даек долеритов, андезитовых и диоритовых порфиритов до гранитоидов небольших плутонов. Генетическая связь золотого оруденения и разновозрастного магматизма в ВКСО до настоящего времени является недостаточно изученной. Неясна и последовательность формирования различного типа оруденения в общей истории развития магматической активности района.

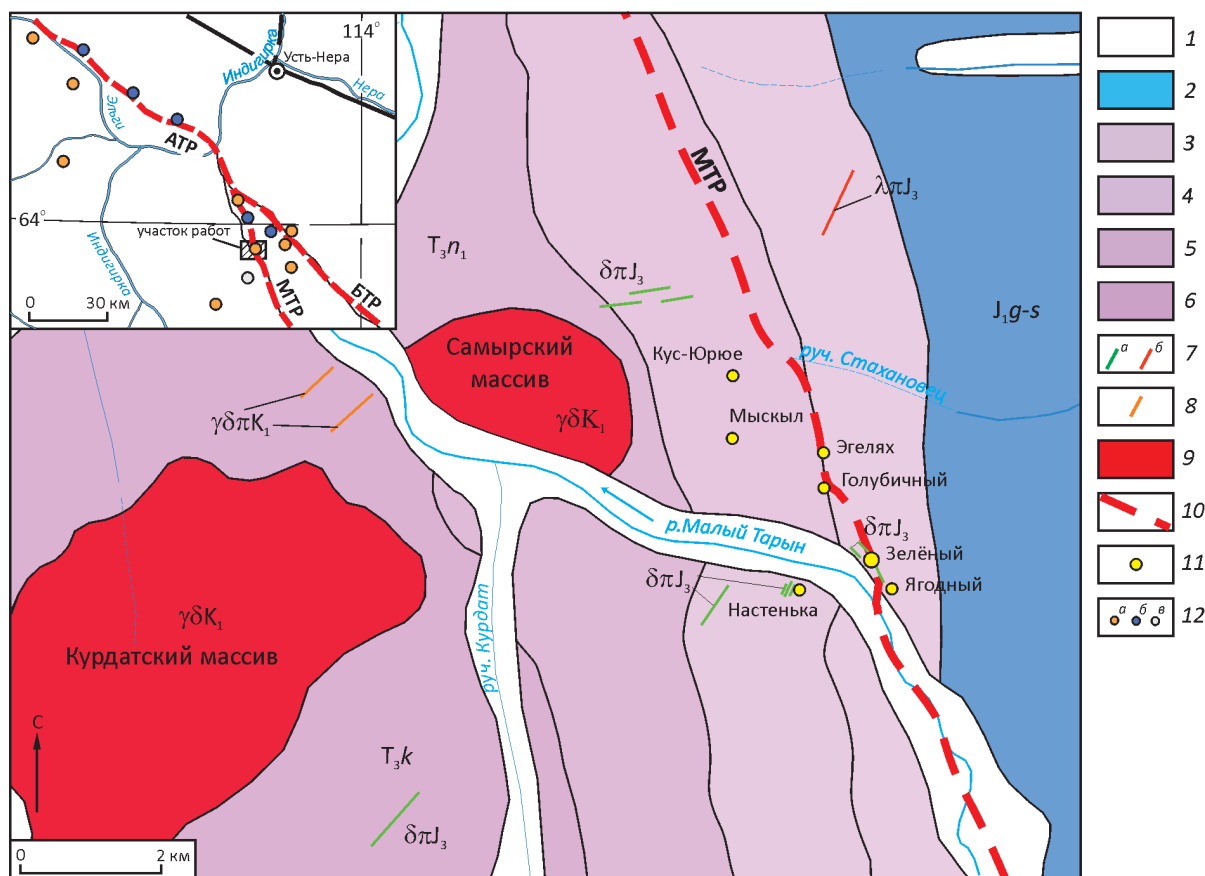


Рис. 1 Схема геологического строения и золоторудные проявления среднего течения р. Малый Тарын:

1–6 – отложения: 1 – современные аллювиальные,  $Q_{alv}$ , 2 – нижнеюрские геттанг-синемюрские,  $J_1g-s$ , 3–6 – поздне триасовые: 3 – верхненорийские,  $T_3n_3$ , 4 – средненорийские,  $T_3n_2$ , 5 – нижненорийские,  $T_3n_1$ , 6 – карнийские,  $T_3k$ ; 7 – позднеюрские дайки диоритовых порфиров ( $\delta\pi J_3$ ) и риолитовых порфиров ( $\lambda\pi J_3$ ); 8–9 – раннемеловые интрузии: 8 – дайки ( $\gamma\delta K_1$ ), 9 – гранитные массивы ( $\gamma_{1-2}K_1$ ); 10 – разломы: АТР – Адыча-Тарынский, БТР – Больше-Тарынский, МТР – Мало-Тарынский; 11 – золоторудные проявления Мало-Тарынского рудного поля; 12 – месторождения и рудопроявления (на врезке): а – золотые, б – золотосурьмяные, в – серебряные

Одним из немногих золоторудных объектов ВКСО, где проявлено потенциально крупнообъемное жильно-прожилково-вкрапленное оруденение и магматизм, является Мало-Тарынский месторождение [3]. Наиболее ранними магматическими образованиями района, по-видимому, являются гидротермально-измененные дайки долеритов, которые пересекаются золото-кварцевыми прожилками минерализованных зон дробления [1]. Дорудные кварц-хлорит-карбонатные прожилки, без следов рудной минерализации, являются ранними гидротермально-метаморфогенными образованиями и датируются Аг-Аг методом по серициту –  $142,7 \pm 1,4$  млн. лет [3]. Это согласуется с предварительными Аг-Аг данными по возрасту гранитоидов Курдатского массива 141,2 млн. лет [19]. Единичная К-Аг датировка серицита из золото-кварцевых жил участка Эгелях Мало-Тарынского месторождения определяет их возраст  $130 \pm 4$  млн. лет [1]. Курдатский и Самырский плутоны, расположенные вдоль

западной границы Мало-Тарынского месторождения в пределах Адыча-Тарынской зоны разломов (рис. 1), недостаточно изучены и их минерагеническая специализация неизвестна. Для оценки возможной потенциальной перспективности гранитоидов Курдатского и Самырского массивов на определенный тип минерализации и оруденения в пределах этого района были изучены условия их формирования.

Курдатский и Самырский массивы локализованы в пределах Курдатской поперечной зоны скрытых разрывных нарушений, в непосредственной близости к узлу пересечения с Адыча-Тарынской зоной разломов (см. рис. 1). В структурном плане они приурочены к восточному крылу Курдатской антиклинали Адыча-Эльгинского антиклинория на границе его с Мало-Тарынской синклиналию Тарыно-Эльгинского синклинория. Гранитоиды прорывают алевриты, аргиллиты с серией пластов мелкозернистых песчаников норийского возраста ( $T_3$ ).

Курдатский массив имеет извилисто-овальную форму, его площадь составляет 44,8 км<sup>2</sup>. Предполагается, что он вместе с Самырским массивом является единым выходом невоскрытого плутона. Он сложен в основном среднезернистыми биотитовыми гранодиоритами, различной зернистости гранитами, жилами и дайками аплитовидных гранитов, аплитов и пегматит-аплитов. Взаимоотношения между гранитами и гранодиоритами не отчетливы, но в отдельных участках отмечены постепенные переходы между этими породами. В гранодиоритах эндоконтактовой зоны наблюдаются ксенолиты вмещающих пород и мелкие шпильки амфибола. Гранитоиды относятся к щелочноземельной серии, к ее высококальциевой разновидности, и по отношению  $K_2O$  к  $SiO_2$  являются переходными от нормальной щелочноземельной до шшонитовой серий (табл. 1). По индексу глиноземистости ( $ASI=0,978-1,080$ ) они являются промежуточными между металюминиевыми и пералюминиевыми разностями. По петрографическому и химическому составу представляют гранодиорит-гранитную серию.

Самырский массив расположен в 1,5–2 км к северо-востоку от Курдатского плутона и локализован в зоне влияния Адыча-Тарынского разлома, имеет округлую форму. Его площадь составляет 7,6 км<sup>2</sup>. В структурном отношении массив полностью идентичен Курдатскому. Он сложен гранодиоритами, гранитами, жилами и дайками лейкогранитов и аплитов. Взаимоотношения гранитов с гранодиоритами не отчетливы. По петрографическому и химическому составу гранитоидов плутон близок Курдатскому массиву, отличаясь лишь более высокой степенью изменения пород. Гранитоиды массива представляют щелочноземельную серию пород, но гранодиориты характеризуют нормальную щелочноземельную серию, а граниты и аплиты – ее высококальциевую разновидность. Величина индекса  $ASI$  равна 0,98–1,08. Для гранодиоритов характерны более низкие величины отношения  $K_2O/Na_2O$  (0,54–0,94) и суммы  $K_2O+Na_2O$  (6,69–7,36), чем для гранитов (1,09–1,52 и 6,44–8,92, соответственно).

Гранитоиды обоих массивов имеют одинаковую ассоциацию породообразующих и акцессорных минералов. Они сложены кварцем, ортоклазом, плагиоклазом, биотитом. Амфибол встречен в единичных зернах, в отдельных образцах его количество достигает 1%. Акцессорные минералы представлены ильменитом, цирконом, апатитом, редкими зернами сфена, еще реже отмечается монацит и ортит. Вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом, эпидотом. В гранитоидах Самырского массива широко развит вторичный альбит. По среднему содержанию породообразующих минералов гранодиориты Курдатского и Самырского массивов практически идентичны (в %): кварц 22±3 и 22±3, ортоклаз 18±1 и 15±2, плагиоклаз 46±2 и 50±3, биотит – 12±1 и 10±2, соответственно. Граниты имеют более высокое содержание (в %): кварца 31±6 и

38±15, ортоклаза 24±3 и 30±2, несколько ниже количество плагиоклаза 38±4 и 35±2 и более низкое содержание биотита 6±2 и 4±1. Плагиоклаз в гранодиоритах и гранитах Курдатского массива в основном представлен андезином ( $An$  32–39%), а калишпат – ортоклазом ( $Ort$  85–9%). Биотит для всех разновидностей пород плутона в основном железистой разности с величиной индекса железистости ( $Fe\#$ ) в пределах 0,70–0,61 и индекса глиноземистости от 0,47 до 0,57. Биотит представлен как свежими, так и относительно хлоритизированными (до 30%) разностями. В гранитоидах Самырского массива полевые шпаты и биотиты имеют большую вариацию состава. Плагиоклаз в основном представлен олигоклаз-андезином ( $An$  11–48%), но главным образом доминирует олигоклаз ( $An$  11–30%). В ядрах некоторых зональных зерен минерала из гранодиоритов отмечается основность плагиоклаза до  $An$  45–52%. Достаточно широко развит альбит, слагающий как отдельные кристаллы, так и краевые участки крупных пластин минерала. Биотит гранодиоритов Самырского массива в основном железистой разности, с широкой вариацией величин  $Fe\#$  0,55–0,71 и индекса глиноземистости 0,37–0,53. Биотиты широко и интенсивно хлоритизированы, с формированием в отдельных участках целиком хлоритовых чешуй.

**Изотопная систематика и возраст гранитоидов.** Результаты изотопных исследований ( $Rb-Sr$  и  $K-Ar$  методы) пород и минералов массивов были рассмотрены ранее [2]. Здесь приведены сводные изотопные датировки (табл. 2), которые показывают широкий диапазон полученных значений возраста. Значения  $K-Ar$  возраста гранитоидов Курдатского массива варьируют от 120 до 144 млн. лет, группируясь в два возрастных интервала 120–128 и 139–144 млн. лет. Древние цифры возраста хорошо согласуются с  $Ar-Ar$  датами биотитов (137–141 млн. лет) из гранодиоритов [19]. В гранодиоритах отмечается увеличение содержания калия в «молодых» образцах ( $r=-0,78$ ), а в слюдах зависимость «возраст–<sup>40</sup>Ar» описывается уравнением регрессии  $T=104+4,998 \cdot ^{40}Ar$  и предполагает, что  $K-Ar$  системы биотитов были подвергнуты нарушению при воздействии поздних процессов примерно 104 млн. лет назад. Это значение возраста совпадает с единственной  $K-Ar$  датировкой для гранитов Самырского массива, равной 108 млн. лет. Наиболее древнее значение  $K-Ar$  возраста получено для дайки андезитового порфирита (169 млн. лет) в окрестности Курдатского массива (см. табл. 2).

$Rb-Sr$  датирование гранитоидов (см. табл. 2) проводилось по минеральным изохронам (порода, биотит, калишпат и плагиоклаз). Их  $Rb-Sr$  возраст в целом определяется  $Rb-Sr$  системой биотита и в основном характеризует его возраст. Для Курдатского массива значения  $Rb-Sr$  минеральных датировок варьируют от 103 до 145 млн. лет и характеризуются значениями первичного состава  $Sr(I_0)$  в интервале от 0,7051 до 0,7114. Аналогично и для гранитоидов Самырского

1. Химический состав гранитоидов Самырского и Курдатского массивов

Компоненты	Самырский массив										Курдатский массив		
	См-1/16	См-2/16	См-3/16	См-4/16	См-5/16	1186	1186/76	1186/6	1186/26	1187а	1188	1190	1189
	Гранодиориты					Гранит		Аплиты			Гранодиориты		Гранит
SiO <sub>2</sub>	64,84	66,11	69,02	66,63	66,01	66,02	72,19	74,05	75,44	75,66	66,06	67,56	74,33
TiO <sub>2</sub>	0,54	0,50	0,44	0,41	0,54	0,52	0,15	0,07	0,02	0,03	0,50	0,48	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,92	16,00	15,85	16,58	16,73	16,52	14,21	13,46	12,62	12,93	15,54	15,73	12,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,89	0,95	0,72	0,63	1,06	4,22	0,29	0,43	0	0	0,21	0,76	0
FeO	3,75	3,01	2,59	3,11	3,10	0	1,94	1,55	0,99	1,82	4,30	3,22	2,66
MnO	0,10	0,07	0,03	0,03	0,02	0,05	0,01	0,01	0,02	0,01	0,06	0,05	0,03
MgO	1,19	1,58	1,03	1,15	1,41	1,25	0,31	0,33	0,07	0,11	1,40	1,45	0,66
CaO	3,52	3,82	3,28	3,49	3,56	3,64	1,28	1,17	0,48	0,63	3,19	2,92	2,10
Na <sub>2</sub> O	4,36	3,94	4,00	4,25	4,27	4,11	4,26	3,64	3,53	3,33	3,55	3,47	3,03
K <sub>2</sub> O	2,37	2,45	2,39	2,51	2,59	3,15	4,66	5,15	5,35	4,95	2,49	3,28	3,41
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,01	0,55	0,59	0,63	0,57	0,73	0,69	0,37	0,37	0,88	1,35	0,58	0,32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,12	0,11	0,14	0,14	0,13	0,08	0,04	0,03	0,03	0,13	0,12	0,07
CO <sub>2</sub>	0,34	0,70	0,05	0,32	0,50	0	0,27	0	0	0	0	0	0
F	0,09	0,03	0,06	0,06	0,04	0,09	0,03	0,06	0,04	0,04	0,13	0,08	0,05
S	0	0	0	0	0	0,02	0,02	0,13	0,01	0,01	0,01	0	0
Σ	99,49	99,32	99,68	99,49	100,0	100,4	100,39	100,46	98,99	100,4	98,92	99,70	99,12
Li	–	–	–	–	–	40	12	15	5	14	40	34	27
Rb	81	80,2	69,7	82,8	81,5	71	76	73	84	90	89	54	66
Sr	220	210	220	240	190	250	120	120	12	79	240	230	140
Ba	470	480	470	480	440	600	550	830	52	220	730	530	540
–Sc	14	11	10	13	14	–	–	–	–	–	–	12	–
Zr	240	120	100	130	230	120	–	–	–	–	140	–	–
Y	25	20	15	21	22	20	–	–	–	–	23	–	–
Nb	11	9,8	9,3	7,8	16,0	12,0	–	–	–	–	13	–	–
Ni	11	10	8,1	8,5	11	13	9,5	10	6	10	18	16	14
Cr	130	110	150	120	120	–	–	–	–	–	–	–	–
Co	8,4	7,0	5,3	5,3	7,4	8	3	2	2	3	11	7,7	5,4
V	27	35	27	26	34	31	16	4	4	5	37	36	19
B	–	–	–	–	–	4	8	16	5	9	58,5	11,0	3,8
Yb	2,8	2,3	1,9	2,5	2,5	3,8	–	–	–	–	–	–	–
Pb	–	–	–	–	–	16	26	48	42	31	18	14	22
Sn	–	–	–	–	–	1,4	1,2	1,7	1,1	1,0	2,3	3,5	1,5
Zn	–	–	–	–	–	120	88	180	180	84	160	120	36
K/Rb	243	253	284	252	264	277	506	585	528	456	188	257	328
Rb/Sr	0,368	0,382	0,317	0,345	0,429	0,435	0,804	0,608	0,70	1,139	0,54	0,504	0,577
Mg#	0,204	0,285	0,237	0,235	0,253	0,228	0,122	0,100	0,066	0,057	0,237	0,267	0,199

массива значения Rb-Sr возраста варьируют от 102 до 142 млн. лет, при величине I<sub>0</sub> в интервале 0,7084–0,7111. Первичный изотопный состав Sr изученных гранитоидов показывает их Sr-изотопную неоднородность. Это может свидетельствовать или о формировании гранитоидных магм в коре по изотопно-гетерогенному исходному субстрату, или о том, что не менее вероятно, вариация I<sub>0</sub> обусловлена поздними наложенными процессами. Внедрение плутонов происходило не позднее 140–145 млн. лет, а последующие геологические процессы (122–130 и 100–110 млн. лет) привели к разрушению и модификации изотопных систем пород и минералов.

**Магмогенерирующие источники пород и геодинамическая история их формирования.** Для определения состава протолитов данные по химическому составу пород были вынесены на дискриминантные диаграммы (см. рис. 2), на которых поля магмогенерирующих субстратов выделены на основе экспериментальных исследований [8, 15]. Фигуративные точки составов гранодиоритов лежат в поле амфиболитовых протолитов, а гранитов – в поле метаграувакков.

На дискриминантных геодинамических диаграммах точки гранитоидов изученных массивов лежат в поле островных дуг (рис. 3), в поле нормальных континентальных и в области перекрытия их с полем примитив-

2. Результаты изотопного датирования гранитоидов Курдатского и Самырского массивов

Образцы	Порода	К-Аг возраст		Rb-Sr возраст			Аг-Аг возраст
		Порода	Биотит	Изохрона	Биотит	I <sub>0</sub>	Биотит
Курдатский массив							
209	Гранодиорит	128±4	144±4				
213	Гранодиорит	139±3	127±2		122	0,7058	
215	Гранодиорит	143±2	132±2		103	0,7051	
219	Гранодиорит	120±3	123±2		124	0,7100	
1190	Гранодиорит			144±1		0,7100	137±0,4
1188	Гранодиорит			145±3		0,7106	
1189	Гранит			144±1		0,7114	142±0,4
206	Двуслюдной гранит	122±1					
211	Аплитовидный гранит	132±1					
305/1	Андезитовый порфирит, дайка	169±7					
Самырский массив							
1186	Гранодиорит			142±1		0,7084	
1186/3	Гранодиорит				102	0,7092	
1186/7Б	Лейкогранит				108±13	0,7111	
160	Гранит	108					
1186/7а	Аплит				111	0,7096	

Примечание. Аг-Аг даты из работы [12], остальные датировки выполнены в ИГАБМ СО РАН (г.Якутск); изохрона – данные получены по минеральной изохроне (порода+плаггиоклаз+калишпат+биотит); I<sub>0</sub> – первичный изотопный состав стронция.

ных островных дуг (рис. 4). В настоящее время неясно, являются ли протолиты продуктами предшествующей палеосубдукции или формирование магматических расплавов непосредственно обусловлено субдукционными процессами, которые по времени сопоставимы с активностью Уяндино-Ясачинской вулканической дуги [4].

**Физико-химические условия формирования и кристаллизации гранитоидов.** Оценка условий формирования и становления гранитоидов плутонов (табл. 3) проводилась по химическому составу пород (см. табл. 1) и по химическому анализу минералов из гранитоидов (табл. 4). Температуры образования расплавов для гранитоидов массивов были оценены по двум независимым эмпирическим геотермометрам [17, 21]. Они имеют достаточно высокие значения: для гранодиоритов – 1017°–1046°С, а для гранитов – 966°–998°С. Содержание воды в расплаве, оцененное по модели К.Путирка [17], составляло 2,9–3,05% и их формирование происходило при давлении 886±242 МПа. При допущении плотности пород перекрывающей колонны равной 2,7 г/см<sup>3</sup> – это примерно соответствует глубине формирования магмы – 33,45±9,13 км. Подъем магмы к поверхности и её охлаждение приводит к началу кристаллизации титансодержащих фаз (829°–853°С), и одновременно и чуть позже циркона (747°–846°С). В этот период, вероятно, начинается кристаллизация и ядерных частей плаггиоклаза (An >35–40%). Повышение содержания воды в расплаве приводит к формированию биотита, температура кристаллизации которого для гранодиоритов по разным геотермометрам [11, 23] варьирует от 694° до 765°С. По-видимому, формирование

биотита начинается уже при подъеме магмы на уровень становления плутонов (P 132–224 МПа), примерно на глубине 4,98–8,46 км. Финальная кристаллизация магмы происходит в магматической камере с образованием плутонов. Здесь кристаллизуются более кислые плаггиоклазы, калишпат и кварц (604°–624°С), а последующие постсолидусные и послемагматические процессы приводят к переравновесию составов минералов и образованию вторичных минералов (хлорит, серицит, альбит). Двуполевошпатовые термометры [22], по валовому химическому составу полевых шпатов, фиксируют значительные вариации значений температур (483°–801°С), предполагая неравновесные условия их формирования и модификацию их составов при поздних процессах.

В процессе становления массивов степень окисленности пород (fO<sub>2</sub>) изменяется в широких пределах. Значения fO<sub>2</sub>, рассчитанные относительно Ni-NiO буфера (ΔNi-NiO) по породам для температур начала их кристаллизации (T<sub>п</sub>), варьируют от 4,85 до 0,81, показывая как относительно окисленные, так и относительно редуцированные условия их формирования (см. табл. 3). Возможно, это связано с первичной гетерогенностью первичного протолита. Охлаждение расплава до температур кристаллизации слюд приводит к увеличению окисленности магматической системы и повышению значений ΔNi-NiO, оцененных по валовому составу биотита (0,77–8,20). При этом максимально высокие величины ΔNi-NiO обусловлены последующими процессами модификации пород в процессе их существования.

Более детальная картина эволюции P-T параметров в процессе становления массивов получена при



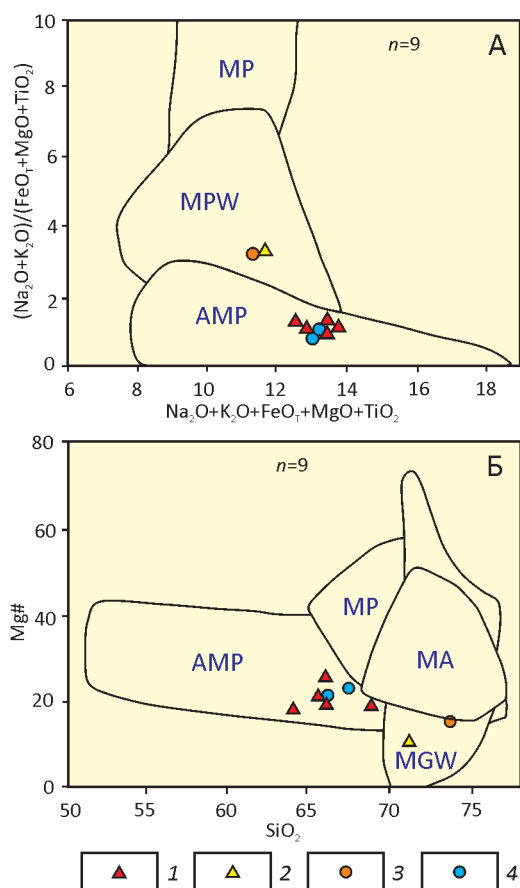


Рис. 2. Диаграммы  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/(\text{FeO}_1+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ – $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{FeO}_1+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$  (А) [15] и  $\text{Mg\#}$ – $\text{SiO}_2$  (Б) [8] для гранитоидов Самырского и Курдатского плутонов:

Самырский массив: 1 – гранодиориты, 2 – граниты; Курдатский массив: 3 – гранодиориты, 4 – граниты; поля протолитов: MP – метапелиты, MGW – метаграувакки, MA – метаандезиты и AMP – амфиболиты;  $\text{FeO}_1 = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3/1,11$

микронзондовом анализе минералов гранитоидов Самырского массива. По составу биотитов были рассчитаны  $P$ - $T$  параметры условия их формирования. По  $\text{Ti}$ -термометру [12] были получены значения температур в интервале  $516^\circ\text{--}739^\circ\text{C}$  ( $X=662\pm 51^\circ\text{C}$ ,  $n=41$ ), а по термометру модели [23] –  $516^\circ\text{--}833^\circ\text{C}$  ( $X=741\pm 88^\circ\text{C}$ ,  $n=41$ ). При этом для каждого термометра выделяются несколько интервалов значений температур. По  $\text{Ti}$ -термометру – это  $676^\circ\pm 37^\circ$  ( $n=36$ ) и  $566^\circ\pm 26^\circ\text{C}$  ( $n=5$ ), а для термометра по модели [23] –  $816^\circ\pm 9^\circ\text{C}$  ( $n=11$ ),  $751^\circ\pm 9^\circ\text{C}$  ( $n=25$ ) и  $522^\circ\pm 4^\circ\text{C}$  ( $n=5$ ). Различные интервалы значений температур формирования биотитов указывают на то, что их кристаллизация началась при относительно высоких температурах (выше  $700^\circ\text{C}$ ), вероятно, одновременно с плагиоклазом (An 35–40%). Доминирующий объём биотита гранитоидов Самырского массива формировался уже при от-

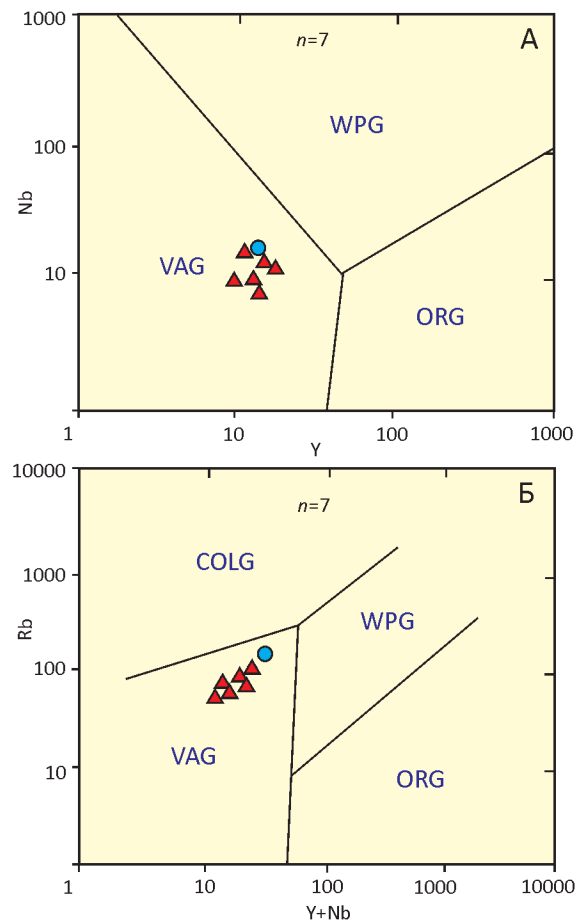


Рис. 3. Дискриминантные диаграммы  $\text{Nb}$ – $\gamma$  (А) и  $\text{Rb}$ – $(\text{Y}+\text{Nb})$  (Б) для гранитоидов Самырского и Курдатского плутонов:

поля по работе [16]: WPG – внутриплитные, VAG – вулканические островные дуги, COLG – коллизионные, ORG – океанических хребтов; см. услов. обозн. к рис. 2

носительно пониженных температурах в интервале  $650^\circ\text{--}720^\circ\text{C}$ . Наиболее низкотемпературные биотиты ( $516^\circ\text{--}580^\circ\text{C}$ ) представляют продукт переравновесия минерала при постмагматических и более поздних наложенных геологических процессах. Одним из таких процессов, обуславливающих модификацию слюды, вероятно, является хлоритизация. Авторами отмечена связь между степенью хлоритизации минерала и содержанием в нем калия ( $r=-0,91$ ) и температурой ( $r=-0,353$ ). По геобарометру [20] формирование биотитов происходило при давлении от 35 до 350 МПа, хотя доминирующая часть слюды кристаллизовалась при  $P$   $170\pm 39$  МПа ( $n=35$ ) и лишь единичные зерна – при  $P$   $< 100$  МПа ( $n=4$ ) и  $> 300$  МПа ( $n=1$ ). При этом величина давления положительно коррелирует со степенью хлоритизации слюды ( $r=0,40$ ,  $n=41$ ). Процесс хлоритизации, вероятно, также сопровождался и изменением

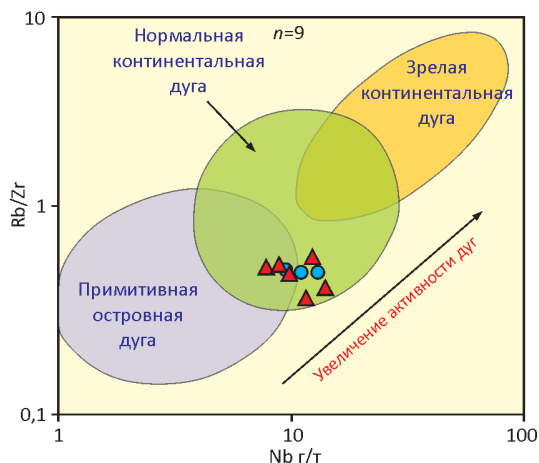


Рис. 4. Дискриминационная диаграмма (Nb-Rb/Zr) для гранитоидов Самырского и Курдатского массивов. Поля по работе [17]:

см. услов. обозн. к рис. 2

фугитивности кислорода в постмагматический период становления плутона. Величина фугитивности кислорода ( $\Delta\text{Ni-NiO}$ ) положительно коррелирует с содержанием хлорита в биотитах ( $r=0,58$ ). Уравнение регрессии для этой зависимости  $\Delta\text{Ni-NiO}=-1,27\pm 0,59+0,23\pm 0,05 \cdot \text{хлорит}$  предполагает, что изначально биотиты формировались при относительно восстановительных условиях ( $\Delta\text{Ni-NiO}=-1,27\pm 0,59$ ). Последующая эволюция гранитоидной магмы, вплоть до постмагматической стадии, повышает величину  $\Delta\text{Ni-NiO}$  до  $+7,75$  и предполагает, что становление гранитоидов имело место уже при более окислительных условиях, соответствующих магнетит-гематитовому буферу. Это подтверждается и сопоставлением температур формирования биотитов по модели [23] и значений  $\Delta\text{Ni-NiO}$ , оцененных при этих температурах ( $r=-0,94$ ). Высокотемпературные биотиты ( $>800^\circ\text{C}$ ) характеризуются отрицательными величинами  $\Delta\text{Ni-NiO}=-1,55\pm 1,00(-0,43...-3,00)$ , доминирующая часть биотитов с температурой образования  $751\pm 9^\circ\text{C}$  формировались при более высоких значениях  $f\text{O}_2$  ( $\Delta\text{Ni-NiO}=0,92\pm 0,24$ ) и низкотемпературные ( $522\pm 4^\circ\text{C}$ ) в окислительных условиях при магнетит-

### 3. P-T параметры формирования гранитоидов Курдатского и Самырского массивов

P-T параметры	Курдатский			Самырский						
	Гранодиорит		Гранит	Гранодиорит					Гранит	
	1188	1190	1189	См-1	См-2	См-3	См-4	См-5	1186	1186/76
<i>P-T</i> параметры, оцененные по составу пород										
$T_{\text{пл}}(\text{R})$	1037	1023	998	1033	1038	1017	1025	1029	1028	975
$T_{\text{Ti}}$	840	843	785	853	842	841	829	854	846	753
$T_{\text{Zr}}$	768	—	—	810	747	741	758	804	846	—
$\text{Log} f\text{O}_2$	-15,70	-13,14	-16,91	-12,99	-12,90	-13,14	-13,90	-12,50	-18,32	-17,60
$\Delta\text{Ni-NiO}$	-2,12	0,37	-1,43	0,32	0,64	0,41	-0,10	0,81	-4,85	-0,58
<i>P-T</i> параметры, оцененные по составу биотитов										
$T(\text{Bi}) (2)$	758	762	740	—	—	—	—	—	765	740
$T_{\text{Ti}}(\text{Bi}) (3)$	696	709	694	—	—	—	—	—	712	671
$\text{Log} (f\text{O}_2)$	-14,53	-14,50	-14,66	—	—	—	—	—	-14,40	-15,59
$\Delta\text{Ni-NiO}$	0,83	0,77	1,13	—	—	—	—	—	0,87	8,20
$P$ , кбар	1,36	1,47	1,49	—	—	—	—	—	1,32	2,24
$\text{Mg\#}$	0,37	0,38	0,33	—	—	—	—	—	0,39	0,30
$T_{\text{Beane}} (2)$	214	208	209	—	—	—	—	—	221	196
<i>P-T</i> параметры, оцененные по составу полевых шпатов										
$\text{An (Pl)}$	35,8	—	—	—	—	—	—	—	35,8	—
$\text{Pl-Liq} (P)$	1021	—	—	—	—	—	—	—	1046	—
$\text{H}_2\text{O, \%} (P)$	3,05	—	—	—	—	—	—	—	2,90	—
$P$ , кбар ( $P$ )	5,45	—	—	—	—	—	—	—	8,75	—
$T_{\text{pl-kfs}} (P)$	801	—	—	—	—	—	—	—	549	—
$T_{\text{sc}}$	685	—	—	—	—	—	—	—	483	—
$T_{\text{Ti}}(\text{Q})$	604	—	—	—	—	—	—	—	624	—

Примечание. Оценка произведена по химическим анализам пород и минералов,  $T_{\text{пл}}(\text{R})$  – температура плавления по [21]; температуры кристаллизации гранитоидов:  $T_{\text{Ti}}$  – температура насыщения рутилом [7],  $T_{\text{Zr}}$  – температуры насыщения цирконом [13];  $\Delta\text{Ni-NiO} (1)$  и  $\Delta\text{Ni-NiO} (2)$  – значения фугитивности кислорода в породе [5] и биотите [4] относительно Ni-NiO буфера ( $\Delta\text{Ni-NiO}=\text{Log} f\text{O}_2(\text{образец})-\text{Log} f\text{O}_2(\text{Ni-NiO})$ ); температуры формирования биотитов:  $T(\text{Bi}) (2)$  и  $T_{\text{Ti}}(\text{Bi}) (3)$ , соответственно по работам [4] и [11];  $P$  – давление при формировании биотитов [19];  $\text{Pl+Liq} (P)$ ,  $\text{H}_2\text{O, \%} (P)$ ,  $P$ , кбар ( $P$ ) и  $T_{\text{pl-kfs}} (P)$  – температура расплава по плагиоклаз-ликвидусному термометру, первичное содержание воды в расплаве, давление формирования расплава и температура формирования плагиоклаз-калишпатового парагенезиса, соответственно по [17];  $T_{\text{sc}}$  – температуры формирования полевых шпатов по двухполюшпатовому термометру [22], соответственно;  $T_{\text{Ti}}(\text{Q})$  – температура кристаллизации кварца [12].

4. Химический состав минералов из гранитоидов Курдатского и Самырского массивов

Компоненты	Курдатский массив										Самырский массив						
	Гранодиорит					Гранит					Гранодиорит			Гранит		Аплит	
	1188	1190	1188	1190	1190	1189	1189	1189	1186	1186	1186	1186/3	151	1186/76	1186/7а		
		Плагиоклаз	Калишпат	Бiotиты	Плагио- клаз	Кали- шпат	Бiotит	Кали- шпат	Бiotит	Плагио- клаз	Кали- шпат	Бiotиты					
SiO <sub>2</sub>	56,83	61,43	64,72	66,0	34,33	61,46	65,77	34,80	63,32	64,31	34,59	33,82	35,96	33,62	34,46		
TiO <sub>2</sub>	0,08		0,01	0	3,79	0,01	0,01	3,58	0,2	0,06	3,75	3,12	3,47	4,1	3,18		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,47	24,20	17,68	18,2	13,83	23,4	18,22	14,02	22,0	18,11	14,02	16,20	14,76	16,2	16,06		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,52	0,12	0,17	0,02	1,75	0,28	0,02	3,05	0,28	0,05	1,81	3,39	4,65	6,72	6,05		
FeO					23,04	22,90		23,03			22,16	23,0	16,94	20,4	19,54		
MnO	0,01				0,34	0,52		0,38			0,30	0,37	0,30	0,34	0,34		
MgO			0,18	0,07	8,79	9,11	0,11	7,81	0,16	0	9,07	7,90	10,85	7,75	9,11		
CaO	8,28	6,14	0,83	0,27	0,60	0	0,21	0,16	5,86	0	0	0,31	0,70	0,09	0,15		
Na <sub>2</sub> O	6,31	6,22	1,77	1,44	0,16	6,51	1,48	0,12	5,47	0,89	0,17	0,10	0,27	0,08	0,11		
K <sub>2</sub> O	1,08	1,22	14,57	13,8	8,59	8,68	13,54	8,52	0,53	11,05	9,93	7,99	8,59	6,18	8,02		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,51	0,48	0,07	0,40	3,82	0,64	0,24	3,44			3,35	3,54	2,46	4,54	2,31		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,03	0,06	0,03	0,12	0,08	0,02	0,08	0,08	0,04	0,06	0,08	0,25	0,14	0,08		
F					0,37	0,48		0,46			0,35	0,30	0,30	0,4	0,4		
Cl					0,33	0,12		0,07			0,10	0,09	-	0,04	0,17		
Li <sub>2</sub> O		0,0007		0,0003	0,0601	0,0010	0,0003	0,0841		0	0,06	0,04	-	0,06	0,06		
Rb <sub>2</sub> O		0,0023		0,0166	0,0371	0,0013	0,0154	0,0501		0,0227	0,04	0,045	-	0,04	0,05		
Сумма	100,16	99,84	100,06	100,22	99,42	99,67	99,61	99,65	97,90	94,53	99,76		99,50	100,7	100,29		



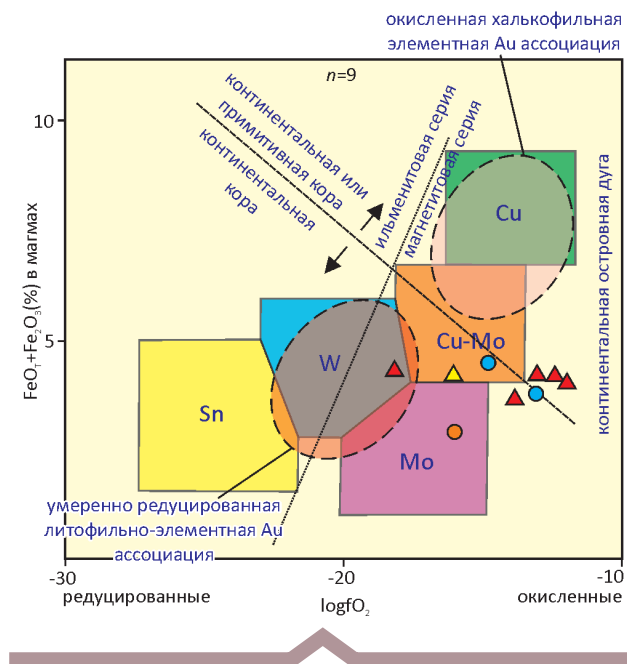


Рис. 5. Схематическая диаграмма связи между степенью фракционирования и окисленным состоянием магм, ассоциирующихся с различными доминирующими парагенезисами металлов по [9] применительно к гранитоидам Самырского и Курдатского массивов:

см. услов. обозн. к рис. 2

гематитовом буфере ( $\Delta Ni-NiO=5,9\pm 1,86$ ). Охлаждение плутона и влияние постмагматических событий привело к модификации составов полевых шпатов. В плагиоклазах происходит снижение анортитовой составляющей, вплоть до образования вторичного альбита. Температуры равновесия полевых шпатов по двухполюшпатовому термометру [22] имеют пониженные значения ( $216^{\circ}-403^{\circ}C$ ) и лишь несколько выше температур равновесия гранитоидов с гидротермальным флюидом по модели Beane [6], которые составляют  $157^{\circ}-257^{\circ}C$ . Последние сопоставимы с оценкой температур формирования хлоритов по геотермометру [7], равные  $162^{\circ}-285^{\circ}C$ . Хлориты в основном представлены репидолитом и отдельными чешуями брунсвигита.

Таким образом, полученные данные по *PT*-условиям формирования гранитоидов Самырского массива характеризуют длительную температурную историю его охлаждения (от  $850^{\circ}$  до  $150^{\circ}C$ ) при давлении в среднем  $170\pm 39$  МПа. В постмагматическую стадию развития пород в локальных участках давление могло несколько увеличиваться ( $>200$  МПа), но это требует дополнительного уточнения. Характерно, что начало кристаллизации гранитоидов происходит при относительно низких потенциалах кислорода, ниже Ni-NiO буфера ( $\Delta Ni-NiO=-1,55\pm 1,0$ ). При дальнейшем охлаждении кристаллизация полного объема пород плутона происходит уже при повышенных значениях  $fO_2$ , при ус-

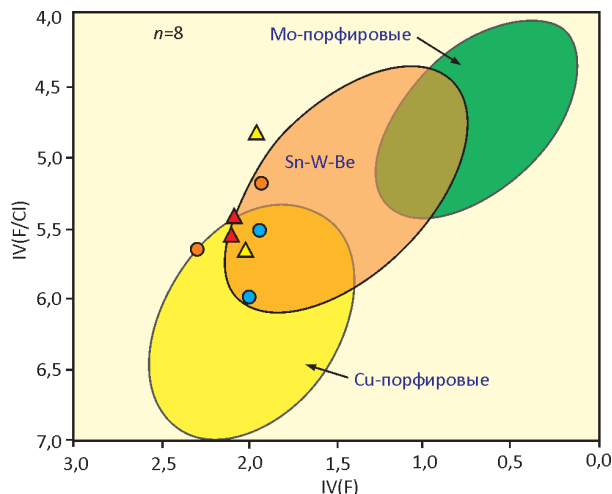


Рис. 6. Дискриминантная диаграмма в координатах IV(F/Cl) - IV(F) для биотитов Курдатского и Самырского плутонов. Поля металлогенической специализации по работе [14]:

см. услов. обозн. к рис. 2

ловиях выше Ni-NiO буфера ( $\Delta Ni-NiO=0,92\pm 0,24$ ), и в постмагматическую стадию, при низких температурах, величины  $fO_2$  резко повышаются ( $\Delta Ni-NiO=5,86\pm 1,86$ ), указывая, что становление гранитоидов на этом этапе имело место при условиях магнетит-гематитового буфера. Интересно, что по двум анализам биотитов из аплитов Самырского плутона установлены более низкие температуры их становления, чем у гранитоидов. Так,  $T_{\text{т}}=623\pm 83^{\circ}C$ , а по модели [4] -  $528\pm 12^{\circ}C$ . Однако аплиты формировались при более высоком давлении ( $P=266\pm 0,008$  МПа). При этих *P-T* параметрах, по видимому, имело место переравновесие состава слюд, которое происходило при повышенно окислительных условиях магнетит-гематитового буфера ( $\Delta Ni-NiO=8,14\pm 0,06$ ). Температура равновесия биотитов аплитов с гидротермальным флюидом по модели Beane [6] составляет  $219\pm 0^{\circ}C$ .

Согласно Д.Р.Масону [14], гранитоиды, формирующиеся изначально при низких величинах  $fO_2$ , даже с последующим увеличением кислородного потенциала являются относительно бесперспективными на оруденение. На диаграмме FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Log f O<sub>2</sub> (рис. 5) точки составов гранитоидов обоих массивов в целом лежат за пределами полей, перспективных на различные виды оруденения гранитоидов, лишь частично локализуясь в поле гранитоидов перспективных на Cu-Mo типы минерализации. Точки валового состава биотитов на диаграмме их параметров IV(F/Cl)-IV(F) локализованы в поле гранитоидов перспективных на медно-порфировый тип оруденения (рис. 6) и частично за его пределами. Несмотря на некоторую условность этих металлогенических дискриминантных диаграмм, нельзя полностью отрицать

вероятную рудную специализацию изученных гранитоидов, тем более, что в пределах Курдатской перспективной площади известны Sn-Ag рудопроявления и ряд комплексных геохимических аномалий Ag, Pb, Zn и Sn.

В заключение следует отметить, что локализация изученных гранитоидных плутонов и Мало-Тарынского месторождения на границе зоны хинтерланда Верхоянского складчато-надвигового и Кулар-Нерского сланцевого поясов предполагает длительное и многоэтапное проявление здесь тектоно-магматической деятельности. Внедрение этих плутонов происходило не позднее 140–145 млн. лет. Изотопные системы пород и минералов фиксируют как минимум еще два этапа тектономагматической активности: 122–130 и 100–110 млн. лет. Эти события, вероятно, модифицируют первичные особенности магматических пород, минералов и обуславливают переравновесие их изотопных систем. Становление гранитоидов Курдатского и Самырского массивов происходило в большом интервале температур (854°–200°C), и с учетом наложения поздних процессов достаточно длительно. В процессе становления массивов происходит эволюция окислительных условий их формирования – от низких значений  $fO_2$  ( $\Delta Ni-NiO = -4,85$ ) до очень высоких ( $\Delta Ni-NiO = 7,62$ ). Минерагенический потенциал изученных гранитоидов, по-видимому, незначительный, но с ними может быть связано оруденение медно-порфинового типа с комплексной (Sn, полиметаллы) минерализацией.

Исследования выполнены по плану НИР ИГАБМ СО РАН, проект № 0381-2016-0004.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акимов Г.Ю. Новые данные о возрасте золотокварцевого оруденения в Верхне-Индибирском районе Якутии // ДАН. 2004. Т. 398. № 1. С. 80–83.
2. Зайцев А.И. Изотопная геохронология Курдатского и Самырского массивов, Тас-Кыстабытский магматический пояс // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2017. Т. 2. С. 100–106.
3. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Структуры, минералогия и флюидный режим формирования Малотарынского золоторудного поля (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 4. С. 39–52.
4. Чехов А.Д., Сидоров А.А. О тектонической природе Яно-Колымского золотоносного пояса // ДАН. 2009. Т. 424. № 3. С. 369–373.
5. A Mossbauer study of the oxidation state of Fe in silicate melts / K.D.Jayasuriya, H.S.C.O'Neil, A.J.Berry, S.J.Campbell // American Mineralogist. 2004. Vol. 89. Pp. 1597–1609.
6. Beane R.E. Biotite stability in the porphyry copper environment // Economic Geology. 1974. Vol. 69. Pp. 241–259.
7. El-Sharkawy M.F. Talc mineralization of ultramafic affinity in the Eastern Desert of Egypt. Mineral. Depos. 2000. Vol. 35. Pp. 346–363.
8. Generation of Early Indosinian enriched mantle-derived granitoid pluton in the Sanjan Orogen (SW China) in response to closure of the Paleo-Tethys / J.-W. Zi, P.A.Cawood, W.M.Fan et al. // Lithos. 2012. Vol. 140–141. Pp. 166–182.
9. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten provinces / J.F.H.Thompson, R.H.Sillitoe, T.Baker et al. // Mineralium Deposita. 1999. Vol. 34. Pp. 323–334.
10. Hayden L.A., Watson E.B. Rutile saturation in hydrous siliceous melts and its bearing on Ti-thermometry of quartz and zircon // Earth and Planetary Science Letters. 2007. Vol. 258. № 3–4. Pp. 561–568.
11. Henry D.A., Guidotti Ch.V., Thompson J.A. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti- substitution and mechanisms // Am. Mineral., 2005. Vol. 90. Pp. 316–328.
12. Huang R. Audetat F.A. The titanium-in-quartz (TitaniumQ) thermobarometer: A critical examination and recalibration // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2012. Vol. 84. Pp. 75–89.
13. Janousek V., Farrow C.M., Erban V. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit) // Journal of Petrology. 2006. Vol. 47. № 6. Pp. 1255–1259.
14. Mason D.R. Compositional variations in ferromagnesian minerals from porphyry copper-generating and barren intrusions of the western Highlands, Papua New Guinea // Economic Geology. 1978. Vol. 73. Pp. 878–890.
15. Patino Douce A. E. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? // Geological Society, London, Special Publications. 1999. Vol. 168. Pp. 55–75.
16. Pearce J.A., Harris N., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonics interpretation of Granitic rocks // Journal Petrology, 1984. Vol. 25. № 4. Pp. 956–983.
17. Putirka K. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems, In: Putirka K., Tepley F. (Eds.). Mineralogy and Geochemistry, Mineralogical Soc. Am. 2008. Vol. 69. Pp. 61–120.
18. Rao D.R., Sharma R. Arc magmatism in eastern Kumaun Himalaya, India: A study based on geochemistry of granitoid rocks // Island Arc. 2011. Vol. 20. Pp. 500–519.
19. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on  $40Ar/39Ar$  geochronology and trace element geochemistry / P.W.Layer, R.Newberry, K.Fujita et al. // Geology. 2001. Vol. 29. Pp. 167–170.
20. Uchida E., Endo S., Makino M. Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal Ore deposits // Resource Geology. 2007. Vol. 57. № 1. Pp. 47–56.
21. Von Rainer Th. Abschätzung der Bildungstemperature magmatischer Schmelzen // Zeitschrift für Geologische Wissenschaften. 1998. B. 18. № 1. Pp. 5–14.
22. Wen S, Nekvasil H. SOLVCALC: an interactive graphics programme package for calculating the ternary feldspar solvus and for two-feldspar geothermometry // Computer and Geosciences. 1994. Vol. 20. Pp. 1025–1040.
23. Wones, D.R., Eugster, H.P. Stability of biotite: experiment, theory, and application // American Mineralogist 50, 1965. Pp. 1228–1272.
24. Yavuz F. Evaluating micas in petrologic and metallogenic aspect: I – definitions and structure of the computer program MICA+ // Computers and Geosciences. 2003. Vol. 29. Pp. 1203–1213.