

## Петрология гранитоидов Берендейского рудного поля (Верхояно-Колымская орогенная область)

В.А.ТРУНИЛИНА, С.П.РОЕВ, А.И.ЗАЙЦЕВ (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Рассматривается специфика составов меловых гранитоидов Берендейского рудного поля, локализованного в юго-восточных отрогах хр. Полоусный, с ассоциированным олово-медным, олово-вольфрамовым, золото-серебряным оруденением. Показано, что становление гранитоидов происходило в тектонически активной зоне при неоднократном подновлении многочисленных тектонических нарушений. Установлено, что гранитоиды относятся к поздне-посторогенным образованиям активной континентальной окраины и близки по химическому составу гранитоидам IS-типа (гранодиорит-порфиры) и промежуточного SA-типа (гранит-порфиры), тогда как концентрация элементов-примесей в них и состав биотитов сопоставимы с таковыми мантийно-коровых гранитоидов латитового ряда или шошонитовых серий. Гранодиориты и гранодиорит-порфиры геохимически специализированы на Sn, Ag, граниты и гранит-порфиры – на Ag, Au, менее на Sn, Cu, W при околочларковых содержаниях F и Li в тех и других. Оруденение приурочено к рассекающим гранитоиды минерализованным зонам дробления и в основном является постгранитоидным. Предполагается, что скачкообразный привнос F, B, Sn, Cu, As, Au в процессе метасоматоза, наложенного как на гранитоиды, так и на вмещающие породы, происходил за счёт поступления из внешнего, вероятно, глубинного источника богатых фтором и бором флюидов, которые могли как мобилизовать рудные элементы из гранитоидных очагов, так и служить дополнительными источниками рудных элементов.

*Ключевые слова:* гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, магмогенерация, геохимическая специализация, рудопроявления, олово, золото.

Трунилина Вера Аркадьевна  
Роев Сергей Прокопьевич  
Зайцев Альберт Иванович



v.a.trunilina@diamond.ysn.ru  
s.p.roev@diamond.ysn.ru  
a.i.zaitsev@diamond.ysn.ru

## Petrology of granitoids of the Berendey ore field (Verkhoyansk-Kolyma orogenic region)

V.A.TRUNILINA, S.P.ROEV, A.I.ZAITSEV (Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences)

The specific composition of the Cretaceous granitoids of the Berendey ore field with associated tin-copper, tin-tungsten, and gold-silver mineralizations localized in the South-Eastern spurs of the Polousny Ridge. It is shown that granitoids formation occurred in the tectonically active zone with repeated renewal of numerous tectonic disturbances. It was found that granitoids belong to late-postorogenic formations of the active continental margin and are similar in chemical composition to IS-type (granodiorite porphyries) and intermediate SA-type (granite-porphyries) granitoids, while their concentration of impurity elements and the composition of biotites are comparable to those of mantle-crustal granitoids of the latite or shoshonite series. Granodiorites and granodiorite porphyries are geochemically specialized in Sn and Ag. Granites and granite porphyries are specialized in Ag, Au and, to a lesser extent, in Sn, Cu and W, with sub-clark concentration of F and Li in both of them. Mineralization is confined to mineralized fault zones crosscutting granitoids and is mainly postgranitoid. It is assumed that the abrupt introduction of F, B, Sn, Cu, As, and Au in the process of metasomatism, superimposed on both granitoids and host rocks, occurred due to fluorine and boron-rich fluids input from an external, probably deep source, which could both mobilize ore elements from granitoid chamber and serve as additional sources of ore elements.

*Key words:* granodiorite porphyries, granite porphyries, magma generation, geochemical specialization, ore, tin, gold.

Проблема связи магматизма и оруденения не теряет своей актуальности, поскольку её решение позволит целенаправленно проводить поисково-оценочные работы. Одним из наиболее дискутируемых остаётся вопрос о соотношении гранитоидного магматизма и ассоциированного оруденения – от признания прямой генетической или парагенетической связи между ними [11, 19 и др.] до признания роли гранитоидов только как проводников для глубинных рудоносных флюидов [7]. В настоящее время среди рудоносных гранитоидов большинство исследователей различают производные мантийных, коровых и корово-мантийных расплавов [8, 31, 32], при этом полигенность представляется необходимым качеством высокопродуктивных рудно-магматических систем [2]. В статье эти вопросы рассматриваются на примере Берендейского рудного поля – одного из наименее изученных на северо-востоке Якутии. Специализированные исследования магматизма рудного поля ранее не проводились, хотя Б.Л.Флёров [19] считал его наиболее перспективным на золото-медное оруденение. Имеются лишь сведения по петрографии развитых в его пределах гранитоидов [9, 15]). Здесь на небольшой площади (около 15 км<sup>2</sup>) сосредоточены многочисленные выходы даек и мелких штоков гранитоидов и более 60 рудопоявлений Sn, Au, W, Ag, Cu. Целью исследований являлось установление петрологических и геохимических особенностей магматических пород рудного поля для определения их генетической природы, потенциальной рудоносности и возможной связи с ними оруденения.

Методика работ включала изучение строения гранитоидных тел, установление соотношений между гранитоидными образованиями различного состава и рудными телами, опробование всех разновидностей магматических пород, их полный силикатный (аналитик Д.А.Кулагина) и количественный спектральный анализы (З.В.Хохрякова), микронзондовое определение составов породообразующих и акцессорных минералов на микроанализаторе Camebax-micro (С.П.Роев). Все анализы выполнены в отделе физико-химических методов анализа ИГАБМ СО РАН. Кроме того, в спектральной лаборатории Института геохимии СО РАН (г. Иркутск) под руководством О.В.Зарубиной проведено определение содержаний элементов-примесей (в том числе редкоземельных элементов) методом ИСП-МС.

*Геологическое строение.* Берендейское рудное поле расположено в восточных отрогах хр. Полоусный в пределах Туостяхского антиклинория, вблизи зоны его сочленения с Селенняхским и Полоусным антиклинориями (рис. 1). Здесь терригенные толщи позднего триаса и ранней юры разбиты на крупные блоки тектоническими нарушениями и интродуцированы в раннем мелу серией гранитоидных массивов. По данным геологической съёмки [15], заложение разломов произошло не позднее триаса, а повторные подвижки по ним имели место как до, так и после внедрения гранито-

идов, вплоть до палеогена. Установленная в процессе геологической съёмки и подтверждённая авторами данной статьи последовательность формирования магматических пород района: диориты→амфибол-биотитовые гранодиориты и гранодиорит-порфиры→порфиroidные биотитовые граниты→мелкозернистые биотитовые и аплитовидные граниты→гранит-порфиры→сиениты. Приведённый в объяснительной записке к геологической карте масштаба 1:200 000 изотопный К-Аг возраст гранодиоритов Махастырского массива, расположенного непосредственно к востоку от рудного поля и рассечённого дайками гранодиорит-порфирами, составляет 129 млн. лет, возраст сиенитов, прорывающих гранит-порфиры, – 120–108 млн. лет [15].

По данным авторов, непосредственно на площади рудного поля вскрываются мелкие штоки с площадью выхода не более 1,5 км<sup>2</sup>, трещинные интрузии и дайки гранодиорит- и гранит-порфирами. Мощность трещинных тел 200–300, а даек до 15 м при протяжённости до 2 км. Их внедрение контролировалось северо-восточными и северо-западными системами разломов. Все магматические породы интенсивно изменены постмагматическими процессами и вместе с вмещающей их терригенной толщей разбиты многочисленными тектоническими нарушениями, с приуроченными к ним рудными телами, среди которых А.И.Самусиным и В.В.Бояршиновым (1993) установлены медно-оловянные, олово-полиметаллические, олово-вольфрамовые и золото-редкометалльные. Рудные тела представлены минерализованными зонами дробления, сложенными брекчиями терригенных пород и гранитоидов, преобразованных в кварц-серицитиовые, кварц-турмалин-серицитиовые метасоматиты и рассечённых кварцевыми, кварц-турмалиновыми, кварц-флюоритовыми, сульфидно-кварцевыми жилами и прожилками. Мощность зон 0,5–5 м, протяжённость 300–600 м. Всего на площади рудного поля геолого-поисковыми работами выявлено более 60 рудных зон, рассекающих как вмещающие породы, так и выходы гранитоидов, то есть являющихся преимущественно постгранитоидными.

*Петрография и минералогия гранитоидов.* Гранодиорит-порфиры массивные, порфиroidные и гломеропорфиroidные, с количеством вкрапленников от 20 до 60%, среди которых преобладает плагиоклаз, и от мелко- до мелкозернистой аллотриоморфной или микрогранитной основной массой из серицитизированного олигоклаза или олигоклаз-андезина, актинолитизированного амфибола, хлоритизированного биотита, пелитизированного калишпата и кварца. В породах присутствуют автолиты кварц-диоритового состава, сложенные субидиоморфными зёрнами андезина, амфибола и ксеноморфными – кварца и биотита в их интерстициях. В центре штоков и мощных трещинных интрузивов породы мелкозернистые, порфиroidные и невадитовые, с гипидиоморфнозернистым, участками аллотриоморфнозернистым базисом.

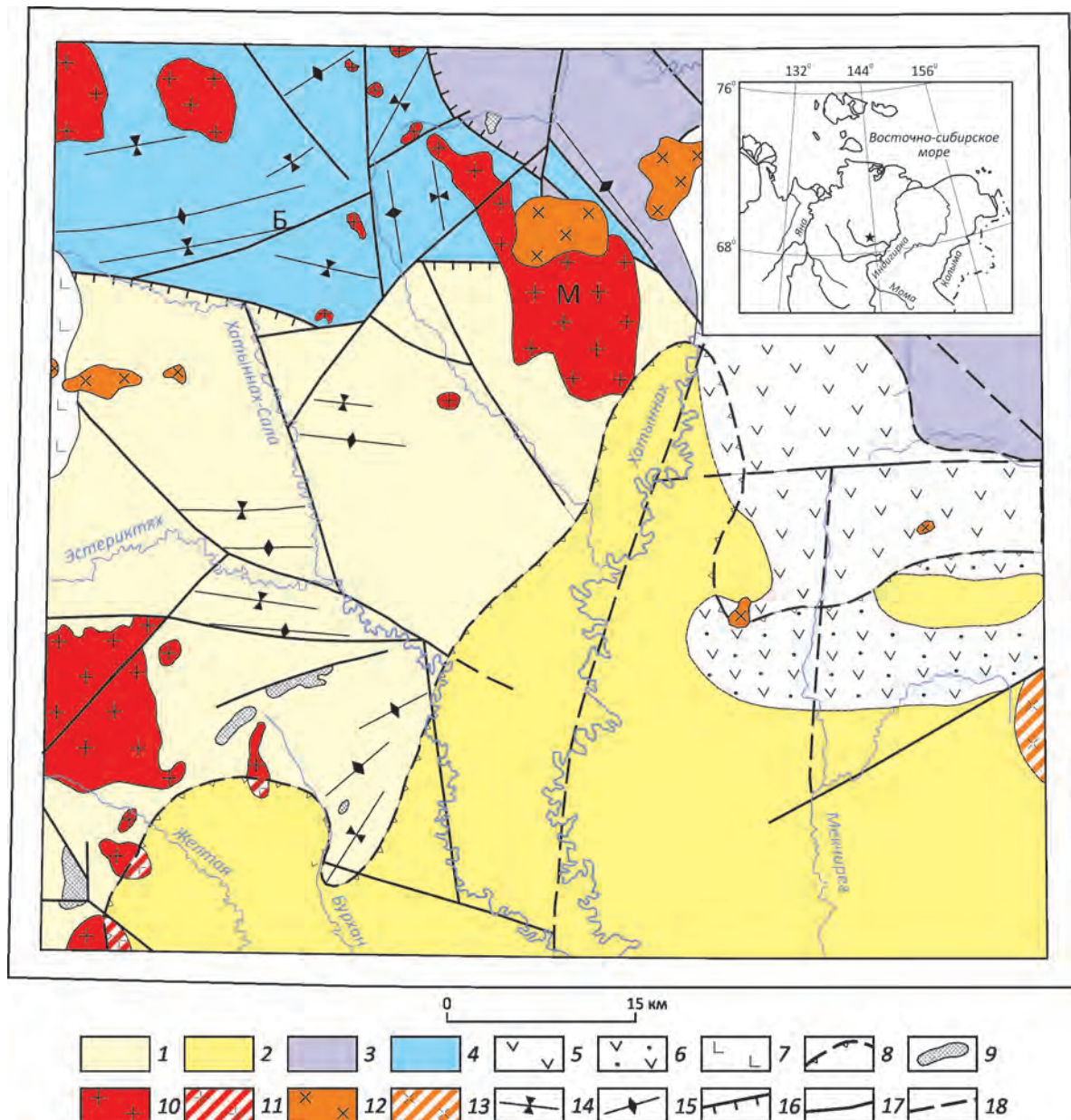


Рис. 1. Схема тектонического строения юго-восточных отрогов хр. Полоусный, по работе [15]:

палеозойский структурный ярус: 1 – Селенняхский антиклинорий, 2 – он же под покровом кайнозойских отложений, 3 – Полоусный антиклинорий; раннемезозойский структурный ярус: 4 – Туостахский антиклинорий, 5 – Хатыннахский доинверсионный вулканогенный прогиб, 6 – он же под покровом кайнозойских отложений; позднемеозойский структурный ярус: 7 – Джхатардахская постинверсионная вулканогенная впадина; кайнозойский структурный ярус: 8 – Абыйская впадина; интрузивные образования: 9 – ультраосновные и основные интрузии палеозойского структурного яруса, 10 – гранитоидные интрузии раннемезозойского структурного яруса, 11 – они же под покровом кайнозойских отложений, 12 – щелочные и субщелочные интрузии позднемеозойского структурного яруса, 13 – они же под покровом кайнозойских отложений; оси складок: 14 – синклиналей и 15 – антиклиналей; разрывные нарушения: 16 – надвиги, сбросы и сбросо-сдвиги: 17 – установленные и 18 – предполагаемые; Б – Берендейское рудное поле; М – Махастыпский массив

Плагиоклаз порфировых выделений двух генераций. Первая образует крупные (до 5–6 мм) вкрапленники, сложенные зональным андезином с интенсивно

серицитизированной периферией и корродированными ядрами андезин-лабрадора и единичными включениями зонального ортита, ильменита и апатита.

Характерны блоково угасающие пересекающиеся системы двойников, что свидетельствует о неоднократной перекристаллизации и посткристаллизационных тектонических напряжениях. Состав центральной зоны – ап 39–45%, орт 2,8–5,1%, что определяет температуру кристаллизации в 900–950°C [28]. Мелкие вкрапленники (1–2 мм) второй генерации с составом ап 35–38% полисинтетически сдвойникованы, катаклазированы.

Амфибол образует соизмеримые с плагиоклазом первой генерации призматические выделения и мелкие шпильки. Представлен паргаситом с параметрами кристаллизации  $T=958^{\circ}\text{C}$ ,  $P=790$  МПа (табл. 1). Интенсивно замещён Fe-акинолитом, по которому развиты псевдоморфозы карбоната и хлорита. Содержит включения рудного минерала, столбчатых зёрен апатита и циркона. Биотит вкрапленников железистый, низкоглинозёмистый, богатый галогенами ( $f=62,5\text{--}64,8\%$ ,  $al^*=18,8\text{--}19,3\%$ ,  $Cl=0,42\text{--}1,24\%$ ;  $F=0,6\text{--}0,69\%$ ) (табл. 2). Он корродирует амфибол и также насыщен включениями апатита, циркона, ильменита. Образовался при расчётной температуре 747–768°C и давлении 108–117 МПа из ненасыщенного расплава при содержании в нём воды около 4% [22], в условиях умеренной активности кислорода, повышенной  $\text{H}_2\text{O}$ , Cl и низкой F. По параметрам состава отвечает биотитам гранодиорит-гранитных ассоциаций S- или IS-типа (рис. 2, А), но по соотношениям железистости–глинозёмистости и отношений ОН/Ф – биотитам шошонитовых серий (см. рис. 2, Б). Замещён железистым хлоритом ( $f=60,1\text{--}63,4\%$ ), практически лишённым хлора (<0,08%), но с сохраняющимся содержанием фтора до 0,62%, что предполагает предшествовавший хлоритизации сброс хлорсодержащих флюидов. Отмечены единичные идиоморфные выделения облачно погасающего кварца или сростки двух его зёрен. Все породообразующие минералы интенсивно катаклазированы, часто разбиты на фрагменты, разделённые основной массой.

В аксессуарной фракции установлены Cl-апатит (Cl до 1,6%), циркон, сфен, монацит, ортит, гранат, магнетит, марганцовистый ильменит (MnO до 5,2%), пирит и халькопирит (Bi и Ag 0,2–0,3%). Циркон зональный, со снижением величины отношений  $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$  от центра к периферии от 75 до 45 и по этим значениям в целом соответствует цирконам пород среднего состава [10]. Однако в ряде зёрен сохраняются реститовые ядра с величиной  $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$  до 93, присущей уже цирконам основных пород. Гранат представлен нижнекоровым [6] пироп-альмандином (py до 20%) и гидрогроссуляром.

Гранит-порфиры массивные, крупнопорфировые, с размером вкрапленников до 8 мм и микрографической или микроаллотриоморфнозернистой основной массой из микрозёрен пелитизированного калишпата, олигоклаз-альбита или альбита, кварца, редких чешуек биотита. В зальбандах структура иногда псевдосферолитовая. В порфировых выделениях наблюдаются кварц (преобладает), плагиоклаз, калишпат и биотит. В эндо-

контатных зонах широко развиты эруптивные брекчии, в которых обломки гранит-порфира и вмещающих пород погружены в микрофельзитовый или псевдосферолитовый базис.

Первая генерация плагиоклаза формирует плотно упакованные моноскопления короткопризматических или изометричных зёрен, интенсивно альбитизированных и серицитизированных. Вторая генерация, образующая единичные идиоморфные удлинённые таблички размерами до 3–4 мм с коррозионными ограничениями и их гломеровые скопления, представлена неотчётливо зональным олигоклазом с ядрами андезина с составом аб 60%, ап 36%, орт 4%, что соответствует температуре кристаллизации около 900°C [28]. Плагиоклаз этой генерации несёт отчётливые следы катаклаза и перекристаллизации в виде пересекающихся систем двойников и блокового погасания. Отдельные зёрна разбиты на фрагменты, между которыми проникает основная масса. Более мелкие (до 1 мм) выделения сложены олигоклазом в центре до альбит-олигоклаза в периферии. Полисинтетическое двойникование более чёткое, перекрещивающихся систем двойников не отмечено, но угасание блоковое, трещины катаклаза отчётливые с проникновением вдоль них заливов основной массы. Наблюдается обрамление зёрен интенсивно пелитизированным калишпатом.

Калишпат порфировых выделений – микропертитовый высокий ортоклаз или санидин (орт 89–95%, аб 2,8–9,9%, ап 0,2–0,5%) даёт крупные идиоморфные, неотчётливо зональные (скользящее от центра погасание) кристаллы размером 5–8 мм. Периферия зёрен густо пелитизирована. Следы катаклаза улавливаются по изгибам микропертитов. Кварц вкрапленников образует крупные (до 5–6 мм) идиоморфные кристаллы с газово-жидкими включениями и включениями мелких чешуек биотита или сростки двух таких кристаллов и более мелкие (1–2 мм) зёрна прихотливых ограничений и в обеих генерациях заметно катаклазированы.

Биотит вкрапленников первой генерации – Fe-биотит с  $f=56,7\text{--}64,8\%$  (см. табл. 2) с многочисленными включениями апатита, монацита, циркона, сфена. Биотит почти полностью хлоритизирован, трещины спайности изогнуты. Уже хлоритизированные зёрна разбиты на фрагменты, разделённые основной массой. Вторая генерация вкрапленников менее интенсивно хлоритизирована и имеет варьирующий от Fe-биотита до лепидомелана состав ( $f=71,7\text{--}73\%$ ). В отличие от биотитов гранодиорит-порфиров, содержание фтора в биотитах гранит-порфиров гораздо выше, чем хлора (0,98–1,34% и 0,34–0,67%). Обе генерации кристаллизуются из насыщенного водой расплава ( $\text{H}_2\text{O}$  6–8%) в условиях повышенной активности воды. Активность галогенов и кислорода заметно снижается от первой ко второй генерации. По параметрам состава первая генерация близка биотитам гранитов IS-типа, вторая – биотитам шошонитовых серий или гранитов А-типа, а по

1. Составы амфиболов и пироксенов гранитоидов Берендейского рудного поля (в вес.%)

Образцы	Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cl	F	H <sub>2</sub> O	Сумма	f, %	T°C	P, МПа	Минерал
ВТ146/7	Гранодиорит-порфир	44,01	2,65	12,5	0,28	13,60	0,04	10,58	12,37	1,97	0,22	0,2	0,1	2,07	101,42	42,3	958	790	Паргасит
		49,77	0,26	4,02	Не обн.	25,82	1,28	6,69	9,51	0,09	0,22			1,9	99,56	68,4			Fe-актинолит
ВТ149/1	Гранит-порфир	39,95	4,29	14,64	5,38	7,69	0,02	12,26	10,56	1,96	1,13	0,04	0,26	1,89	100,07	35,9	1013	940	Чермакит
		48,20	2,79	8,76	Не обн.	8,97	0,07	11,74	15,91	0,53	0,01	0,01	0,08	2,03	99,10	30,1	933	370	Каннилоит
ВТ151/1	Гранит-порфир	51,06	2,02	5,72	Не обн.	8,84	0,12	11,09	21,83	0,44	0,01				101,13	30,9	1113	1000	Mg-геденбергит
		43,85	4,86	12,78	0,66	11,60	0,05	11,42	12,14	1,00	1,29			1,89	100,54	35,9	1013	940	Чермакит
		48,65	0,28	1,98	1,13	24,77	1,44	6,59	10,34	0,03	0,26	0,13	0,01	1,85	97,46	68,7			Fe-актинолит

Примечание. Анализы выполнены С.П.Роевым в ИГАБМ СО РАН на рентгеновском микроанализаторе Samebaх-місто; T – температура и P – давление при кристаллизации минерала; расчёты T, P амфиболов – по [30], пироксенов – по [37].

2. Состав биотитов гранитоидов Берендейского рудного поля (в вес. %)

Образцы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cl	F	H <sub>2</sub> O	Сумма	f, %	al, %	T°C	P, МПа	Log f			Минерал																																															
																			O <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	HCl		HF																																														
ВТ146/3	36,93	5,41	13,92	2,33	21,96	0,13	7,96	0,06	0,08	8,07	0,75	0,60	1,98	100,18	62,9	19,2	747	108	-15,9	2,63	2,58	-0,72	Fe-биотит																																														
																								35,48	5,84	13,19	2,35	21,50	0,08	7,95	Не обн.	0,14	8,36	1,24	0,69	2,50	99,32	62,5	18,8	763	117	-15,9	2,70	2,70	-0,71	Fe-биотит																							
																																															36,07	5,79	13,22	2,24	21,68	0,08	7,62	Не обн.	0,09	8,39	0,47	0,67	2,35	98,67	63,6	18,8	758	108	-16	2,71	2,37	-0,66	Fe-биотит
ВТ149/1	33,49	3,17	13,45	3,11	23,30	0,48	5,78	Не обн.	Не обн.	9,68	0,36	1,05	4,98	98,84	71,7	19,9	679	129	-16,7	2,41	1,35	-1,07	Fe-биотит																																														
																								34,85	3,04	13,47	3,61	24,13	0,53	5,87	Не обн.	Не обн.	8,82	0,41	0,98	4,22	99,93	72,4	19,3	666	114	-16,9	2,68	1,56	-0,83	Лепидо-мелан																							
																																															36,64	4,38	13,42	2,78	23,05	0,04	7,78	Не обн.	Не обн.	8,96	0,53	1,01	1,79	100,38	64,8	18,5	721	101	-16	2,79	2,56	-0,31	Fe-биотит
ВТ154/1	37,24	4,28	13,98	2,39	20,17	0,12	9,58	Не обн.	0,20	8,97	0,67	1,16	1,91	100,67	56,7	19	724	95	-15,5	2,69	2,78	-0,40	Fe-биотит																																														
																								36,97	3,88	13,80	2,44	22,28	0,09	8,58	Не обн.	Не обн.	9,65	0,62	1,34	1,56	101,21	61,6	18,8	707	92	-15,9	2,66	2,67	-0,27	Fe-биотит																							

Примечание. Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН на микроанализаторе Samebaх-місто С.П.Роевым; определение T – по [34], log fO<sub>2</sub> – [18]; log fH<sub>2</sub>O, log fHCl, log fHF – [36].

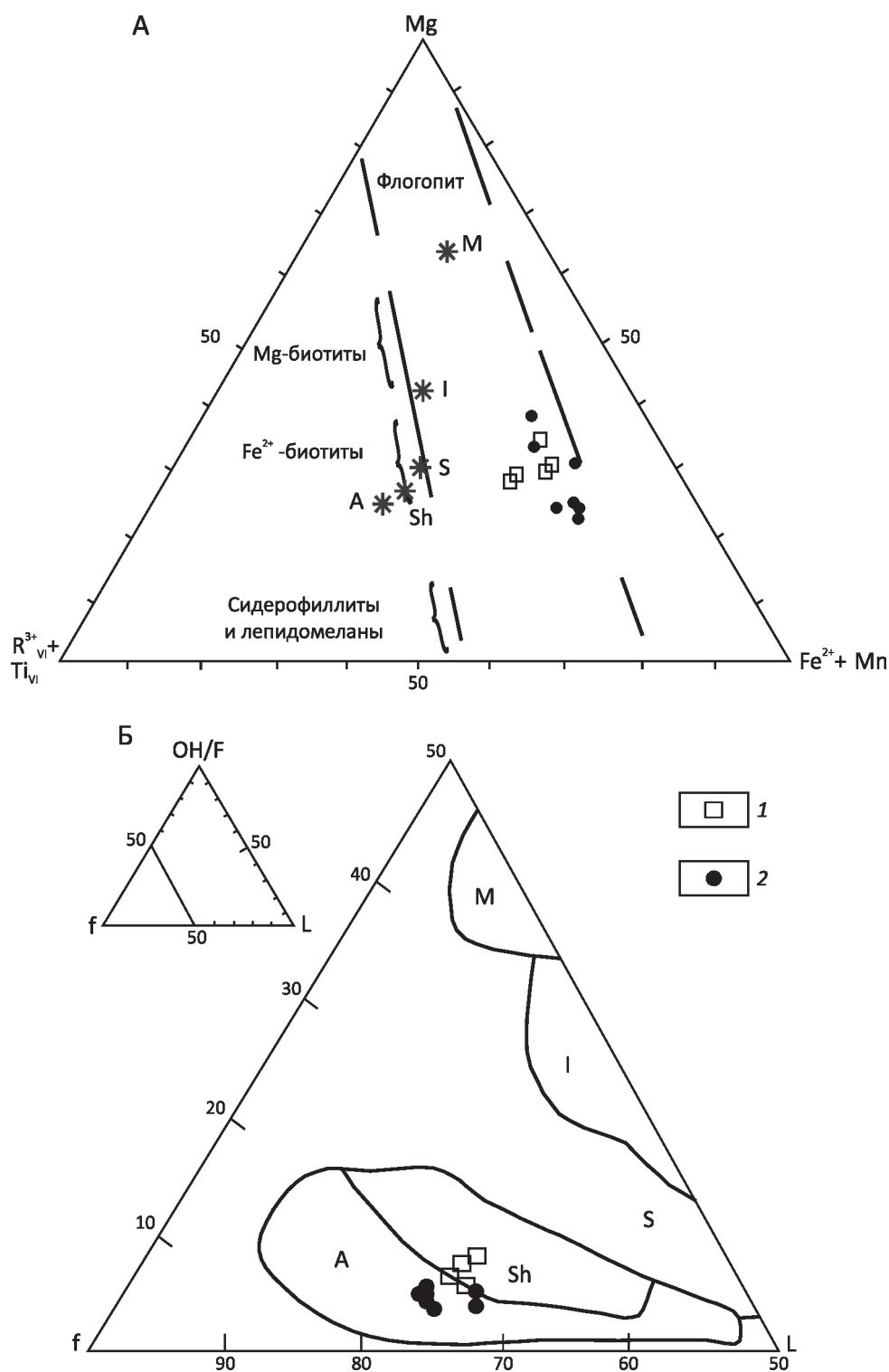


Рис. 2. Параметры составов биотитов гранитоидов рудного поля:

биотиты: 1 – гранодиорит-порфиров, 2 – гранит-порфиров; А – соотношение  $R^{3+} + Ti - Mg - Fe^{2+} + Mn$  в биотитах ( $R^{3+} = Fe^{3+} + Al^{3+}$ ); буквенные обозначения (M, I, S, A, Sh) – средние составы биотитов соответствующих петротипов [3]; Б – соотношения фтористости (OH/F), глинозёмистости (L) и железистости (f) биотитов; поля диаграммы – биотиты стандартных типов гранитоидов [32]: I – мантийно-коровые островных дуг, M – мантийные, S – коровые и мантийно-коровые коллизионных обстановок, SH – пост-коллизионные шошонитовые, A – анорогенных обстановок

соотношениям железистости–глинозёмности и отношений ОН/Ф обе генерации сопоставимы с биотитами гранитов А-типа (см. рис. 2).

Амфибол и пироксен обнаружены только в протолочках в единичных зёрнах. Первый представлен магнезильным чермакитом с  $f=35,9\text{--}37,3\%$ , расчётной температурой кристаллизации  $957\text{--}1013^\circ\text{C}$  и каннилоитом, более характерным для основных пород, пироксен – магнезиогеденбергитом с  $f=30,9\%$  и  $T=1133^\circ\text{C}$ , также характерным для габброидов (см. табл. 1). Поэтому авторы относят эти минералы к реститовым.

В аксессуарной фракции определены апатит, циркон, ортит, магнетит, ильменит, гранат, монацит, комплекс сульфидов. Все сульфиды содержат значимую примесь рудных элементов (в %): пирротин – Ag до 0,42, W до 0,17, Sn до 0,05; пирит – Bi до 0,3, W до 0,27, Sn до 0,1; арсенопирит и лелленгит – W до 0,57% и Sn до 0,07%; халькопирит – Bi до 0,15%. Концентрации рудных элементов в сульфидах широко варьируют, то есть их повышенные значения обязаны микровключениям собственных минералов. Преобладающий Cl-apatит (Cl до 0,88%) в зональных зёрнах к периферии сменяется F-apatитом (Cl 0,1–0,2%). Магнетит характеризуется в основном низкими содержаниями примесей, лишь в одном случае установлен титаномагнетит ( $\text{TiO}_2$  5,56% и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  4,75%). Ильменит марганцовистый (MnO до 6,48%). Гранат представлен верхнекоревым пиропальмандином (ру до 15%) [6] и ксеногенным альмандин-гроссуляром. Большинство зёрен циркона имеет значения отношений  $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2=30\text{--}50$ , обычные для цирконов гранитных или адамеллит-гранитных ассоциаций. Но здесь чаще, чем в цирконах гранодиоритов, присутствуют реликтовые ядра со значениями отношений  $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$  от 70 до 106 и зёрна морфотипов D и  $J_{3-5}$ , характерные для высокотемпературных цирконов производных габбро-гранитных серий [29]. Наряду с этим часты преобразованные и метамиктные цирконы с содержанием  $\text{UO}_3$  до 14,1% и  $\text{ThO}_2$  до 2,6%. Цирконы гранит-порфиров отличаются от таковых гранодиорит-порфиров также стабильным присутствием значимых количеств  $\text{Yb}_2\text{O}_3$ , обычно в десятых долях процента, но в отдельных зёрнах до 10,1%.

Вдоль зон тектонических нарушений гранитоиды преобразованы в кварц-серицитовые и кварц-серицит-турмалиновые метасоматиты, в которых первично-магматический облик распознаётся только по сохранившимся выделениям кварца на фоне тонко- или микрозернистого базиса. По вмещающим породам развиты кварц-биотитовые, а в экзоконтактах гранит-порфиров – кварц-биотит-турмалиновые роговики, что свидетельствует о высоком потенциале бора при кристаллизации последних.

Таким образом, петрографические особенности гранитоидов рудного поля говорят, во-первых, о многоступенчатой интрузии магмы с остановками в промежуточных очагах, где кристаллизовались порфири-

вые вкрапленники двух генераций, тогда как массовая кристаллизация имела место в приповерхностных условиях, во-вторых, о становлении гранитоидов рудного поля на фоне нестабильной тектонической обстановки.

*Петрохимический состав и геохимические особенности гранитоидов.* Все магматические породы рудного поля интенсивно изменены. Единичные анализы наименее изменённых пород (табл. 3) соответствуют известково-щелочной серии, при этом гранодиорит-порфиры средне- и высококальциевые, гранит-порфиры высококальциевые:  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0,67$  и 1,7 для первых и 1,4 и 2,2 для вторых. Все породы железистые ( $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})=68\text{--}69\%$  и 73–98%), гиперстен-нормативные, с преобладанием нормативного альбита в первых и близкими соотношениями нормативных альбита и ортоклаза во вторых. Содержание породообразующих оксидов и основные петрохимические коэффициенты в наименее изменённых гранодиорит-порфирах промежуточные между таковыми гранитоидов S- и I-типов, гранит-порфиров – промежуточные между S- и А-типами (см. табл. 3). Единственный анализ, приведённый в Объяснительной записке к Геологической карте масштаба 1:200 000 [15], соответствует граниту А-типа. На диаграмме Sr–Rb/Sr точки составов всех гранитоидов рудного поля локализируются вдоль тренда известково-щелочных гранитоидов активных континентальных окраин, при этом составы гранодиорит-порфиров соответствуют по этому параметру гранитам I-типа, а составы гранит-порфиров – гранитам S-типа с отклонением к А-типу (рис. 3).

Генерация материнского расплава гранодиорит-порфиров проходила при расчётном давлении [1] 900–1000 МПа в метаграувакковых субстратах ( $\text{Al}/(\text{Fe}+\text{Mg})\text{--}\text{Ca}/(\text{Fe}+\text{Mg})=0,49\text{--}1,8$  и 3,8–0,78) [24] при температурах до 919–941°C [27]. Материнский расплав гранит-порфиров генерировался при давлении 500–700 МПа в метаграувакковых или метапелитовых субстратах ( $\text{Al}/(\text{Fe}+\text{Mg})\text{--}\text{Ca}/(\text{Fe}+\text{Mg})=3,31\text{--}0,5$  и 4,8–0,37), но при более высокой температуре до 1040°C. Это подтверждается и определёнными для серии образцов по разным геотермометрам Ti, Zr- и REE-насыщения, рассчитанным по программе GCDkit [26], температурными интервалами кристаллизации для гранодиорит-порфиров, составлявшими 936–785°C, а для гранит-порфиров – 1026–813°C (табл. 4).

На основе данных ИСП-МС-метода (табл. 5) для серии образцов был вычислен также лантаноидный тетрадный эффект фракционирования редкоземельных элементов, отражающий нарушение формы спектра их нормированных по хондриту содержаний [4, 20]. В природных объектах известно 2 типа тетрад-эффекта: М (выпуклый) и W (вогнутый). Первый характерен для дифференцированных гранитоидов, второй – для морской воды и некоторых осадочных пород. Тетрад-эффект W-типа в гранитоидах может появиться при взаимодействии расплава с богатыми водой флюидами [4]. Тетрад-эффект считается значимым, когда его

3. Составы гранитоидов Берендейского рудного поля

Оксиды	BT146/3	BT146/7	BT147/4	BT149/1	93*	S**	A**	I**
SiO <sub>2</sub>	64,96	63,70	71,32	71,00	74,04	70,30	73,80	66,00
TiO <sub>2</sub>	0,57	0,53	0,54	0,56	0,22	0,48	0,26	0,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,10	14,95	13,96	14,50	13,18	14,1	12,40	15,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,56	1,10	1,35	0,65	0,80	0,56	1,24	0,77
FeO	3,65	7,08	3,42	0,81	0,97	2,87	1,58	3,57
MnO	0,07	0,17	0,06	0,01	0,03			
MgO	1,02	2,04	0,74	0,01	0,35	1,42	0,20	1,68
CaO	3,65	2,30	1,18	2,61	0,70	2,03	0,75	4,15
Na <sub>2</sub> O	4,00	1,77	2,51	3,09	3,49	2,41	4,07	3,01
K <sub>2</sub> O	2,67	3,07	3,52	4,07	4,60	3,96	4,65	3,85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,11	0,09	0,03	0,10			
CO <sub>2</sub>				1,06				
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,06	0,08						
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,46	2,86	1,28	1,59				
F	0,01	0,07	0,04	0,07				
Cl	0,05	0,05	0,01	0,03				
Li <sub>2</sub> O	0,0056	0,011	0,005	0,0062				
Rb <sub>2</sub> O	0,011	0,010	0,008	0,012				
Cs <sub>2</sub> O			0,001					
S				0,03				
ППП	0,20				1,11			
Сумма	99,10	99,82	100,03	100,14	99,59			
Кoeffициенты:								
DI	89,8	79,9	90,5	97,8	93,6			
K/(K+Na)	0,30	0,53	0,48	0,46	0,46	0,52	0,43	0,46
Ca/(Na+K)	0,21	0,22	0,21	0,17	0,06	0,22	0,12	0,41
Al/(2Ca+Na+K)	1,00	1,44	1,38	1,01	1,10	1,18	>1	0,93
Fe*/(Fe*+Mg)	0,69	0,68	0,77	0,98	0,73	0,55	0,88	0,58
Параметры:								
T °C	919	919	1039	1039	998			
P, МПа	1060	990	570	680	450			

Примечание. Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН Д.А.Кулагиной и М.А.Слепцовой; BT – анализы авторов, 93 – по [15], \*\* – средние составы гранитоидов различных петротипов по [13]; определение T – по [27], P – по [1]; DI – индекс дифференциации; Fe\*=Fe<sup>2+</sup>+Fe<sup>3+</sup>.

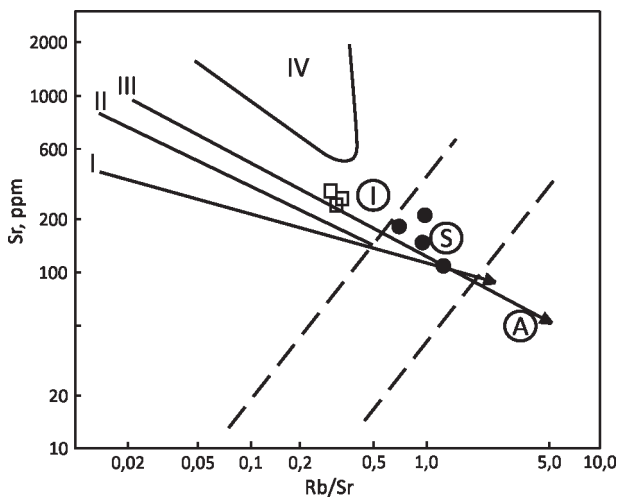


Рис. 3. Соотношение Sr-Rb/Sr в гранитоидах Берендейского рудного поля:

1 – гранодиорит-порфиры, 2 – гранит-порфиры; поля составов магмообразующих источников и тренды дифференциации типовых серий [4]: I – толеитовая островных дуг, II – известково-щелочная островных дуг, III – известково-щелочная активных окраин, IV – рифтовых зон континентов; пунктир – границы полей гранитоидов I, S, A-петротипов



4. Температуры насыщения в гранитоидах Берендейского рудного поля

Образцы	$T_{Jung}$	$T_{Ti}$	$T_{Zr}$	$T_{REE}$	$T_{ap}$	ASI
Гранодиорит-порфиры						
BT146/3	919	857	811	785	860	1,0
BT146/7	919	830	823		845	1,435
BT147/3	941	858	936		856	3,378
BT-154/3	925	858				3,378
Гранит-порфиры						
BT-147/4	1039	869	845	868	907	1,384
BT149/1	1039	884	819	813	804	1,019
BT150/1	1028	865	865		1026	2,846
BT154/2	1040	896	874		911	2,062
BT-154/4	1046	930			1042	0

Примечание. Температура расплава по [27]; температура насыщения рутилом ( $T_{Ti}$ ), цирконием ( $T_{Zr}$ ), монацитом ( $T_{REE}$ ), апатитом ( $T_{ap}$ ) по [26]; ASI – индекс глинозёмности гранитоидов.

суммарное значение  $TE_i < 0,9$  (W-тип) и  $TE_i > 1,1$  (M-тип). Если эти значения близки к 1, тетрад-эффекты отсутствуют. Наиболее часто используются результаты расчётов для первой и третьей тетрад. Для исследованных образцов вычисленные отклонения по первой и третьей тетрадам и суммарный тетрад-эффект  $TE_{1,3}$  близки к 1 (табл. 6). Следовательно, гранитоиды рудного поля кристаллизовались из первичных расплавов, а интенсивное изменение пород происходило в посткристаллизационный период под воздействием внешнего, богатого флюидами источника.

По содержаниям микроэлементов гранитоиды рудного поля наиболее близки к верхнекоровым образованиям (рис. 4), отличаясь от них повышенными концентрациями Се и тяжёлых лантаноидов, приближаясь по этим показателям к нижнекоровым породам [17]. В то же время по концентрации Ва, величине  $K/Rb$  и главного геохимического коэффициента  $Fx(Li+Rb)/(Ba+Sr)$  [16] они сопоставимы с гранитоидами латитового ряда (табл. 7), которые многими исследователями рассматриваются как наиболее перспективные на комплексное оруденение и имеют мантийно-коровое происхождение [16].

6. Параметры тетрадного эффекта. По работе [21]

Образцы	Порода	$Ce/Ce_t$	$Pr/Pr_t$	$TE_1$	$Tb/Tb_t$	$Dy/Dy_t$	$TE_3$	$TE_{1+3}$
BT146/3	Гранодиорит-порфир	0,975	1,152	1,060	1,028	0,949	0,988	1,023
BT147/4	Гранит-порфир	1,039	1,211	1,122	0,982	0,947	0,964	1,040
BT149/1	Гранит-порфир	1,023	1,200	1,107	1,020	0,944	0,981	1,042

Примечание.  $Ce/Ce_t$ ,  $Pr/Pr_t$ ,  $Tb/Tb_t$ ,  $Dy/Dy_t$  – величины отклонений, рассчитанные по концентрациям первого и последнего членов, соответственно, первой и третьей тетрады;  $TE_1$ ,  $TE_3$  – рассчитанные эффекты первой и третьей тетрад;  $TE_{1+3}$  – суммарный тетрад-эффект.

5. Содержание редкоземельных элементов в гранитоидах Берендейского рудного поля (в г/т)

Элементы	Гранодиорит-порфир	Гранит-порфир	Гранит-порфир
	Образцы		
	BT146/3	BT147/4	BT149/1
La	44	43	49
Ce	84	89	99
Pr	70,1	74,5	82,5
Nd	35	36	40
Sm	7,15	7,3	8,2
Eu	1,3	1,0	0,92
Gd	8,3	8,3	9,1
Tb	1,22	1,2	1,25
Dy	7,45	7,3	7,55
Ho	1,47	1,36	1,47
Er	4,46	4,06	4,29
Tm	0,63	0,56	0,62
Yb	4,18	3,54	4,24
Lu	0,63	0,53	0,67

Примечание. ИСП-МС-анализ выполнен под руководством О.В.Зарубиной в Институте геохимии СО РАН, г. Иркутск.

Гранитоиды рудного поля интенсивно обогащены Bi, Sb, As, что присуще всем изученным гранитоидам хр. Полоусный [14] и, по мнению авторов данной статьи, обусловлено их высокими содержаниями в магмоформирующих субстратах. Кроме того, породы гранодиоритового состава геохимически специализированы на Sn, Ag, гранитного – на Ag, Au, менее – на Sn, Cu, W. Содержания F и Li в тех и других близки кларкам. Как было показано, кристаллизация пород проходила в условиях умеренных значений активности кислорода и повышенной активности воды. Но активность галогенов, основных экстрагентов золота (HCl) и олова (HF) не достигала значений в продуктивных рудно-магматических системах [23]. К сожалению, нельзя оценить активность бора, концентрация которого в гранодиорит-порфирах вдвое, а в гранит-порфирах в 6 раз

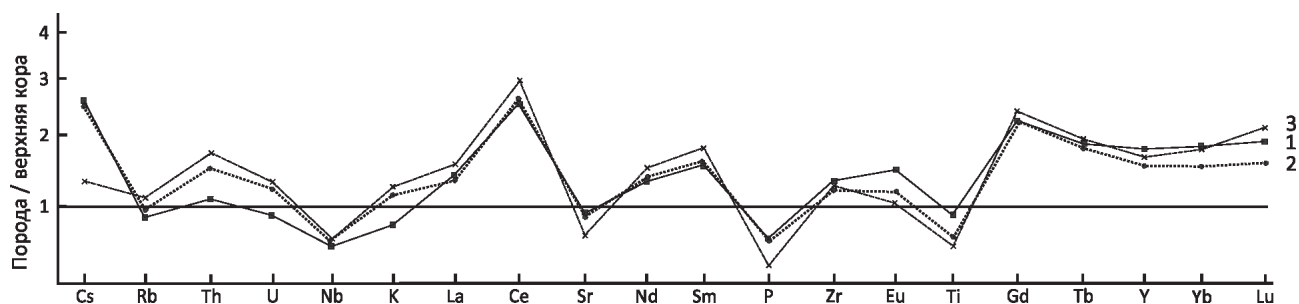


Рис. 4. Спайдер-диаграммы для магматических пород Берендейского рудного поля, нормировано по работе [17]:

1 – гранодиорит-порфиры, 2 и 3 – гранит-порфиры

#### 7. Средние содержания элементов-примесей в гранитоидах и метасоматитах Берендейского рудного поля

Элементы	Порода				
	Гранодиориты и гранодиорит-порфиры, n=15	Граниты и гранит-порфиры, n=17	Метасоматиты n=12	Граниты известково-щелочного ряда*	Граниты латитового ряда*
F	400 (0,7)	400 (0,5)	6000	800	800
Li	37 (14)	28 (0,8)	58	50	21
Rb	97 (0,8)	103 (0,6)	80	175	125
B	27 (2,2)	75 (6)	240		
Sn	9,4 (4,9)	7 (2,3)	1160	6	5
W	3 (1,9)	7,6 (2,1)	15		
Mo	1,1 (1,1)	1,2 (0,8)	1,2		
Nb	13 (0,6)	14 (0,7)	23		
Ta	2,1 (0,8)	1,2 (0,6)			
As	73 (40,6)	29 (18,1)	5400		
Cu	28 (1)	36 (3,6)	1820		
Zn	167 (2,8)	91 (2,3)	150	51	70
Pb	19 (1,3)	26 (1,4)	40	27	23
Sb	5 (25)	8,9 (44,5)	33		
Bi	1,5 (150)	5 (500)	110		
Ag	0,38 (6,8)	1,8 (47,4)	1,9		
Au, мг/т	2 (0,7)	12 (4,4)	1610		
Ba	1722 (3,1)	1388 (1,9)		830	1700
Sr	295 (0,7)	149 (1)		330	700
Hf	7,1 (2,8)	7,3 (1,9)			
Th	12 (1,2)	16 (0,9)			
U	2,5 (0,9)	3,7 (0,9)			
Cr	23,5 (1,1)	16 (2,9)	39		
V	36 (0,4)	25 (0,7)	39		
Ni	20 (1,2)	14,5 (4,2)	17		
Co	9,1 (1,2)	3,6 (3,6)	7		
Y	35 (1)	29 (0,6)	51		
K/Rb	263	324		190	280
F x (Li+Rb)/(Sr+Ba)	26,6	28,9		155	50

Примечание. В скобках – кларк концентрации по [12]; \* – по [13].

превышает кларк. Однако, судя по интенсивному развитию процессов турмалинизации в экзоконтактовых роговиках, она была значительной.

В метасоматитах скачкообразно возрастают концентрации летучих (F и B) и рудных элементов (Sn, Cu, As, Au), вплоть до промышленных содержаний (табл. 7). По данным геолого-поисковых работ и результатам проведенного штучного опробования, максимальное содержание Au – 5–7 г/т, Sn – 1%. Этот интенсивный привнос, учитывая низкие содержание и активность фтора при кристаллизации магматических пород рудного поля, вряд ли мог происходить из кристаллизующегося гранитоидного расплава, что заставляет предполагать внешний, вероятно, глубинный источник летучих компонентов. Что касается рудных элементов, они могли быть мобилизованы этими растворами из гранитоидных очагов, а могли и служить дополнительными источниками этих элементов, как это показано для Депутатского рудного поля [14].

В заключение отметим следующее. Размещение гранитоидов и оруденения Берендейского рудного поля контролируется долгоживущей системой тектонических нарушений, неоднократно подновлявшихся как в до-, так и в поздне- и постгранитоидный периоды. Особенности химического состава позволяют отнести гранодиорит-порфиры и гранодиориты к IS-типу, более поздние гранит-порфиры и граниты – к промежуточному между S- и A-типу (см. таблицы 3 и 7), имеющим преимущественно коровое происхождение. В то же время по концентрации Ba, отношению K/Rb, величине главного геохимического коэффициента те и другие сопоставимы с гранитоидами латитового ряда, формирование которых происходит при мантийно-коровом взаимодействии [16]. Специфичны для коровых образований и рассмотренные выше составы биотитов, соответствующих по соотношениям железистости–глинозёмистости и величине OH/F биотитам производных шошонитовых серий или гранитов А-типа, также имеющих мантийно-коровое происхождение. Это позволяет предположить, что формирование материнских расплавов в коровых субстратах происходило при взаимодействии с основными расплавами, на что также указывают состав реститовых ядер цирконов, обнаружение в гранит-порфирах реликтов магнезиогеденбергита и каннилоита. Генерация гранодиоритового расплава имела место при давлении 900–1000 МПа, более позднего гранитного – 500–700 МПа. При этом последний, несмотря на формирование в более высоких горизонтах коры, имел более высокую температуру, что возможно только при поступлении дополнительного тепла на уровень магмогенерации. Предполагается, что оно происходило за счёт внедрения на уровень коры основного мантийного расплава. Следовательно, территория рудного поля, по сути, представляет проекцию долгоживущей горячей точки, результатом чего является двойственная специфика составов

гранитоидов, рост температур при генерации гранитоидного расплава, интенсивный поток рудоносных флюидов.

Породы гранодиоритового состава геохимически специализированы на Sn, Ag, гранитного – на Ag, Au, менее на Sn, Cu, W при околокларковых содержаниях F и Li в тех и других. В принципе, с учётом сравнительно высокой активности воды и высокой водонасыщенности и значительно превосходящих кларк концентраций бора в процессе эволюции гранитного расплава могли быть сформированы комплексные (Au, Ag, Sn, Cu) рудопроявления с турмалиновыми парагенезисами, но низкая активность галогенов препятствовала образованию на этом этапе масштабного оруденения. В развитых по гранитоидам метасоматитах и вдоль зон тектонических нарушений, рассекающих как гранитоиды, так и терригенные породы, установлен интенсивный привнос F, B, Sn, Cu, As, Au (см. табл. 7). С учётом околокларковых содержаний фтора в гранитоидах приходится предполагать внешний, скорее всего, глубинный источник богатых фтором и бором флюидов, которые могли как мобилизовать рудные элементы из гранитоидных очагов, так и служить их дополнительными источниками. Следовательно, в данном случае основное оруденение рудного поля является постгранитоидным и обязано локализации поля в пределах зоны воздействия горячей точки (или мантийного диапиризма).

*Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект 0381-2016-0001)*

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Беляев Г.М., Рудник В.А.* Формационно-генетические типы гранитоидов. – Л.: Недра, 1978.
2. *Гоневчук В.Г.* Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. – Владивосток: Дальнаука, 2002.
3. *Гусев А.И.* Типизация гранитоидов на основе составов биотитов // *Успехи современного естествознания.* 2009. № 4. С. 54–57.
4. *Гусев А.И., Гусев А.А.* Тетрадный эффект фракционирования редкоземельных элементов и его использование в решении проблем петрологии гранитоидов // *Успехи современного естествознания.* 2011. № 5. С. 45–49.
5. *Даценко В.М.* Петрогеохимическая типизация гранитоидов юго-западного обрамления Сибирской платформы // *Мат-лы Второго Всероссийского петрографического совещания.* Т. 2. – Сыктывкар, 2000. С. 270–274.
6. *Ермолов П.В., Изох А.Э., Владимиров А.Г.* Гранат как индикатор условий гранитообразования в коре // *ДАН СССР.* 1979. Т. 246. № 1. С. 208–211.
7. *Ефремов С.В.* Редкометалльные гранитоиды Чукотки: геохимия, источники вещества, модели образования // *Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук.* – Иркутск, 2012.
8. *Ефремов С.В., Козлов В.Д.* Ультракалийевые базиты Центральной Чукотки и их роль в понимании генезиса оловоносных гранитоидов // *Геология и Геофизика.* 2007. Т. 48. № 2. С. 283–286.

9. *Иванов М.С.* Петрография даек рудного поля Берендей (Северо-Восток Якутии // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: мат-лы VIII Всероссийской научно-практической конференции. – Якутск: СВФУ, 2018. Т. II. С. 75–78.
10. *Ляхович В.В.* Акцессорные минералы горных пород. – М.: Недра, 1979.
11. *Некрасов И.Я.* Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотский складчатой области. – М.: Наука, 1966.
12. *Овчинников Л.Н.* Прикладная геохимия. – М.: Недра, 1990.
13. *Особенности* изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов / В.М.Ненахов, В.В.Иванников, Л.В.Кузнецов, Ю.Н.Стрик. – М.: Роскомнедра, 1992.
14. *Петрогенетические* особенности магматических пород Депутатского рудного поля / В.А.Трунилина, А.И.Зайцев, Ю.С.Орлов, А.И.Иванов // Отечественная геология. 2003. № 6. С. 34–41.
15. *Самусин А.И.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Яно-Индибирская. Лист R-54-XXIX-XXX. Объяснительная записка. – М., 1979.
16. *Таусон Л.В.* Типизация магматитов и их потенциальная рудоносность // 27-й МГК. Т. 9: Петрология. – М.: Наука, 1984. С. 221–228.
17. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора, ее состав и эволюция. – М.: Мир, 1988.
18. *Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Антонов А.Ю.* Летучие компоненты в биотитах и металлогеническая специализация интрузий // Минералогические критерии оценки рудоносности. – Л.: Наука, 1981. С. 73–83.
19. *Флеров Б.Л.* Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. – Новосибирск: Наука, 1976.
20. *Ясныгина Т.А., Рассказов С.В.* Редкоземельные спектры с тетрад-эффектом: проявление в палеозойских гранитоидах окинской зоны Восточного Саяна // Геохимия. 2008. № 8. С. 877–889.
21. *Boynnton W. V.* Cosmochemistry of the rare earth elements. Meteorite studies // Rare Earth element geochemistry. Development in geochemistry. – Amsterdam: Elsevier. 1984. Vol. 2. P. 63–114.
22. *Brown G.G.* A comment on the role of water in the partial fusion of crystal rocks // Earth and Planet. Sci. Lett. 1970. Vol. 9. P. 13–22.
23. *Foerster H.J.* Halogen Fugicities (HF, HCl) in Melts and Fluids. A. Surv. of Published Data. // Z. geol. Wissenschaft. 1990. Vol.18. P. 255–266.
24. *Gerdes A., Worner G., Henk A.* Post-collisional granite generation and HT-LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith // J.Geol. Soc. London. 2000. Vol. 157. P. 577–587.
25. *Henry D.A., Guidotti Ch.V., Thompson J.A.* The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implication for geothermometry and Ti-substitution mechanism // Amer. Miner. 2005. Vol. 90. P. 316–328.
26. *Janoušek 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. P. 1255–1259.
27. *Jung S., Pfander J.A.* Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids – constrains from CaO/Na<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> and accessory mineral saturation thermometry // European Journal of Mineralogy. 2007. № 1. P. 5–40.
28. *Parsons J., Brown W.* Calometric and phase-diagram approaches to two-feldspat geothermometry: a critique // Amer. Mineral. 1985. Vol. 70. № 3–4. P. 356–361.
29. *Pupin J.P.* Zircon and Granite Petrology //Contrib. to Miner. and Petrol. 1980. Vol. 73. P. 207–220.
30. *Rudilfi R., Renzulli A.* Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130°C and 2,2 Gpa // Contrib. Miner. Petrol. 2012. Vol. 163. P. 877–895.
31. *Shcheglov A.D.* Tin deposits and the mantle // Global Tectonics and Metallogeny. 1991. Vol. 4. №. 1–2. P. 69–74.
32. *Tischendorf G., Palchen W.* Zur klassifikation von Granitoides // Z. Geol. Wiss. Berlin, 1985. Bd. 13. Hf. 5. S. 615–627.
33. *Watson E.B., Harrison T.M.* Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma type // Earth and Planetary Science Letters. 1983. Vol. 64. P. 295–304.
34. *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. P. 47–56.
35. *Wilson M.* Igneous petrogenesis. – Unwin Hayman, London, 1989.
36. *Wones D.R., Eugster H.P.* Stability of biotite: experiment, theory and application // Amer. Mineral. 1985. № 9. P. 1228–1272.
37. *Yavuz F.* Win Pyrox: A Windows program for pyroxene calculation classification and thermobarometry // American Mineral. 2013. Vol. 98. P. 1338–1359.