

# САДРИНСКИЙ (ЛЕБЕДСКОЙ) ГАББРО-ДИОРИТ-ГРАНОДИОРИТ-ГРАНИТОВЫЙ КОМПЛЕКС: ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И РУДОНОСНОСТЬ

Н.И. Гусев, А.И. Гусев<sup>1</sup>

Всероссийский геологический институт, г. Санкт-Петербург

<sup>1</sup> Алтайская государственная академия образования, г. Бийск

## ВВЕДЕНИЕ

Северо-Восточная часть Республики Алтай, прилегающая к границе с Кемеровской областью, изучалась в основном геологами Западно-Сибирского геологического управления и геолого-съёмочными партиями пос. Елань Кемеровской области. В начале нового миллениума на эту площадь вышли с геолого-съёмочными и поисковыми работами организации Горно-Алтайской экспедиции, что привело к более полному изучению магматизма, тектоники и оруденения, высветило некоторые проблемные вопросы геологии этой части Республики Алтай. Актуальность исследования определяется необходимостью получения объективной картины петрологии магматизма и его роли в рудогенерирующем процессе. Особое внимание должно быть уделено садринскому (ранее именовавшемуся лебедским) комплексу, в пространственной связи с которым получили развитие многочисленные проявления и месторождения золота, железа, меди различных промышленно-генетических типов: скарнового и жильного гидротермального. По нашим данным и данным предшественников, в некоторых массивах (Майском, Верхне-Кондомском) развиты две серии пород – шошонитовая и известково-щелочная (Гусев, 2003), которые имеют различную рудопродуктивность. В последние годы проводится геологическое доизучение площадей (ГДП-200) на площади листов, попадающих на территорию Республики Алтай. Северо-восточная часть указанной территории не остаётся в стороне. Полученные новые данные по петрологии и рудоносности пород садринского комплекса, интрузии которого занимают значительные площади северо-востока Горного Алтая и южной части Горной Шории, должны стать достоянием геологической общественности. Известное Майское золото-скарновое месторождение и ряд перспективных золото-сульфидно-кварцевых проявлений пространственно тяготеют к интрузиям садринского комплекса. Самый крупный самородок золота массой 24 кг, найденный на Алтае, содержал дресву гранитов этого комплекса. Поздние фазы становления интрузий комплекса (тоналиты и плагиограниты) отнесены к адакитовым гранитоидам (Гусев А., Гусев Н., 2010). А с адакитовыми гранитоидами Калбы в Восточном Казахстане парагенетически и пространственно связано гигантское золото-черносланцевое месторождение мирового класса – Бакырчик (Коробейников и др., 2010). Это и определяет актуальность изучения петрогенезиса и рудоносности этого комплекса.

Это актуально также и потому, что в ближайшее время эта площадь планируется под проведение ГДП-200 силами Горно-Алтайской экспедиции. В данном сообщении будут приведены данные по известково-щелочной серии пород, традиционно относящейся к садринскому комплексу (С<sub>2</sub>s).

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД САДРИНСКОГО КОМПЛЕКСА

В пределах Горной Шории садринский комплекс известен только на Мрасском антиклинории, где представлен Балгаштинским (Балгаштинский, Большекарагольский, Картынтагский и др. массивы), Кызасским (Кызасский, Асырский, Нандриковский, Унушкольский, Пызасский и др. массивы) и Фёдоровским (одноимённый массив с сателлитами; см. рис. 1)



очаговыми ареалами, а также северной частью Верхнекондомского ареала (Верхнекондомский, Верхнекамзасский, Талонский массивы). В верхнем течении р. Лебедь расположен Майский массив, с которым связано одноименное скарновое железо-золоторудное месторождение типа ЮСГ (Гусев Н., Гусев А., 2010).

Главное отличие образований, развитых в пределах Горной Шории, заключается в повышенной щелочности умеренно-кислых пород за счет более высокого содержания  $K_2O$ . Это, в первую очередь, касается диоритов, кварцевых диоритов, которые представлены в основном умеренно-щелочными разновидностями с заметным участием в составе калиевого полевого шпата, с обильным крупнопластинчатым «разлапистым» биотитом. Различия в щелочности и калиевости на гранодиоритовом и меланогранитовом уровнях выражены гораздо слабее, хотя в некоторых массивах (Верхнекамзасский и др.) отмечается появление граносиенитовых составов. С повышенной калиевостью рассматриваемых образований не согласуются крайне высоконатриевые составы диоритов и кварцевых диоритов Аптазинского штока в Кызасском ареале, с которым связано железорудное проявление. Возможно, аномальные составы пород и оруденение связаны с наложенными процессами альбитизации.

Указанные различия в щелочности гранитоидов садринского комплекса, приуроченных к различным очаговым ареалам, имеют устойчивый и ярко выраженный характер. Эти различия замечены давно и объяснялись либо приуроченностью повышенно щелочных образований к Мрасскому поднятию (срединному массиву и т.д.) или к более устойчивому («жесткому») блоку земной коры, по сравнению с так называемой Кондомско-Лебедской структурно-формационной зоной «эвгеосинклинального» типа, вмещающей интрузии нормальной щелочности Садринского ареала, либо массовым развитием процессов фельдшпатизации. Однако до сих пор, по существу, не ясны ни природа, ни значимость (ранг) установленных различий. В этой связи было проведено дополнительное петрогеохимическое изучение интрузивных пород Садринского, Базлинского и Верхнекондомского массивов, а также их радиологическое датирование.

*Садринский и Базлинский массивы.* Петротипический Садринский массив (рис. 1) расположен в верховьях р. Лебедь и ее левых притоков (реки Садра), имеет северо-восточную ориентировку. В его строении участвуют три интрузивные фазы, формирование которых проходило в гомодромной последовательности. Преобладают кварцевые диориты, занимающие 63 % площади выхода тела на дневную поверхность. Гранодиориты второй фазы слагают небольшие обособленные участки по всей площади интрузии. Калиевость гранодиоритов также закономерно уменьшается в южном направлении, вплоть до появления тоналитов в юго-восточной части массива. Меланограниты и граниты третьей фазы тяготеют к юго-западной части интрузии. Взаимоотношения между породами интрузивные, контакты резкие, слабоизвилистые. Граниты содержат крупные ксенолиты габброидов ранних фаз внедрения. Вблизи ксенолитов они обогащены темноцветными минералами, роговообманковое габбро такситовой текстуры включает примесь кварца, сфена, иногда калиевого полевого шпата и биотита. Дайковые породы в Садринском массиве развиты крайне ограниченно, представлены гранит-аплитами, реже маломощными телами кварцевых диоритовых порфиритов и жилами гранитных пегматитов.

Кварцевые диориты – светло-серые, зеленовато-светло-серые среднезернистые массивные породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Они сложены зональным, реже полисинтетически сдвойникованным олигоклазом ( $An_{20-30}$ ) (60 – 75 %), роговой обманкой (10 – 20 %), резко доминирующей над биотитом (0 – 3 %). Содержание кварца в них редко опускается ниже 5 %, обычно составляя 10 – 16 %. Калиевый полевой шпат отмечается в виде единичных ксеноморфных зерен (до 5 %). Акцессорные минералы: магнетит, сфен, апатит и циркон. Широко развиты серицит (по плагиоклазам), эпидот и хлорит (по темноцветным минералам).

Гранодиориты представлены светло-серыми мелкозернистыми (тела в северо-восточной и юго-западной частях интрузии) и среднезернистыми (бассейн р. Яман-Садра) разновидностями, сложены олигоклазом ( $Al_{10-25}$ ) (50 – 65 %), кварцем (20 – 25 %), зеленой роговой обманкой (5 – 15 %) и биотитом (0 – 8 %). Калиевый полевой шпат образует ксеноморфные, часто крупные (до 7 – 10 мм) ойкокриталлы. Из акцессорных минералов отмечены магнетит, сфен, апатит, циркон.

Тоналиты характеризуются практически полным отсутствием калиевого полевого шпата.

Граниты и меланограниты – светло-серые, розовато-светло-серые мелко-среднезернистые массивные породы с гипидиоморфнозернистой структурой, они сложены идиоморфными зональными кристаллами плагиоклаза (50 – 65 %), кварцем (20 – 32 %), часто в виде гломеровидных скоплений, ксеноморфными зернами калиевого полевого шпата. Количество последнего составляет 10 – 20 %, понижаясь иногда до 4 %. Содержание роговой обманки и биотита не превышает 6 – 7 %. Акцессорные минералы: магнетит, сфеном, апатит, циркон.

Химический состав гранитоидов (табл. 2) Садринского массива свидетельствует об их принадлежности к известково-щелочной серии. От плагиогранитов майнского комплекса они отличаются слабо повышенной щелочностью, более высокими содержаниями  $K_2O$ ,  $Al_2O_3$ , меньшими –  $MgO$ , и  $CaO$ , от гранитов Верхнекондомского массива – более низкой щелочностью, повышенной натриевостью, пониженной калиевостью, титанистостью и фосфористостью. Особенности редкоэлементного состава указывают на принадлежность пород к геохимическому типу гранитоидов андезитового ряда островных дуг. От образованных андезит-латитового ряда Верхнекондомского массива они отличаются несколько пониженной концентрацией Zr, La, Nb, Sr, Ce, Ta, Hf, Nd, Sm, Eu, Tb. Общей особенностью химического состава пород являются пониженная общая щелочность, существенно натровая специализация щелочей, а также пониженные содержания «литофильных» компонентов, U, Th, Zr, Y, редкоземельных элементов, при повышенных – «сидерофиллов» (в первую очередь Cr и Ni).

*Майский массив.* В пределах известного Майского рудного поля с одноименным месторождением железорудных (магнетитовых) скарнов с наложенной золоторудной минерализацией развит плутонический магматизм, который представлен гетерогенным Майским массивом ( $E_3$ ). В нём развиты породы известково-щелочной серии: гранодиориты, тоналиты, меланограниты. Плутонические разности сопровождаются дайками второго этапа: долеритами, монцонитами, гранодиорит-порфирами, гранит-аплитами, сиенитами, образующими густой «рой» в долине р. Каурчак, в бортах ручья Майского и в междуречье Лебедь-Каурчак. Они контролируются Майским разломом, классифицируемым правым взбросо-сдвигом. Дайки прорывают терригенно-вулканогенные образования мрасской свиты. В правом борту р. Каурчак вблизи скарновой залежи развиты флюидоэксплозивные брекчии. Обломки последней представлены остроугольными фрагментами андезибазальтов, трахибазальтов мрасской свиты, сцементированные тёмным тонкозернистым материалом, местами интенсивно серицитизированным. Реже цементом брекчий выступают тонкокристаллические кварцевые монцодиориты и сиениты. Вблизи флюидоэксплозивных брекчий отмечаются дайки сиенит-порфиров и кварцевых сиенитов. Район скарновой залежи Майского месторождения и флюидоэксплозивные брекчии отличаются интенсивной отрицательной аномалией магнитного поля (до -20 000...- 25 000 гамм), характерной для жерловых фаций вулканизма. В восточном экзоконтакте Майского массива проявлено ороговикование от пироксеновой до биотитовой фации контактовых роговиков. Ширина ороговикования составляет 300-600 м.

Химические составы биотитов сведены в таблицу 1.

Дайки монцонитов и кварцевых сиенитов локализованы в краевой части массива среди эффузивов мрасской свиты и контролируются Майским разломом. По общей геологической ситуации породы шошонитовой серии (монцонитоиды и сиениты) являются бо-

1. Химический состав и формульные коэффициенты биотитов Майского массива

Компоненты. Мас. %	Тоналит	Гранодиорит	Дайка гранодиорита	Дайка кварцевого монцонита	Дайка сиенита
SiO <sub>2</sub>	36,13	36,05	36,13	35,45	35,63
TiO <sub>2</sub>	4,28	4,10	3,88	4,80	3,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,35	14,52	13,93	14,10	14,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,81	2,74	2,07	2,11	3,38
FeO	18,15	18,11	19,05	18,10	17,74
MnO	0,53	0,51	0,43	0,40	0,39
MgO	10,48	10,53	10,60	10,10	9,92
CaO	0,54	0,52	0,40	0,85	0,71
Na <sub>2</sub> O	0,21	0,20	0,18	0,25	0,28
K <sub>2</sub> O	8,21	8,40	8,20	7,85	8,24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,13	0,10	0,30	0,38
F	0,36	0,36	0,30	0,95	0,92
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,65	3,60	3,80	3,45	3,59
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,08	0,06	0,65	0,71
Cl	0,35	0,40	0,10	0,70	0,61
Сумма	100,06	100,13	100,04	100,03	100,03
Si	2,10	2,08	2,14	2,13	2,15
Ti	0,21	0,15	0,19	0,18	0,18
Al <sub>IV</sub>	1,90	1,92	1,86	1,87	1,85
Al <sub>VI</sub>	0,07	0,03	0,14	0,15	0,10
Fe <sup>3+</sup>	0,18	0,30	0,26	0,25	0,19
Fe <sup>2+</sup>	0,90	0,87	0,90	0,90	0,95
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	0,89	0,86	0,923	0,93	0,94
Ca	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03
Na	0,06	0,07	0,04	0,04	0,04
K	1,19	1,23	1,24	1,27	1,25
F	0,18	0,17	0,06	0,07	0,06
OH	2,74	2,81	2,87	2,85	3,03
B	0,13	0,14	-	-	-
Cl	0,07	0,06	0,03	0,04	0,10
f	56,2	55,7	55,2	55,2	58,0
l	32,1	32,4	31,5	32,6	32,2

Примечания: f – железистость, l - глинозёмистость биотита; анализы выполнены в лаборатории ИГГиГ СО РАН (г. Новосибирск).

лее поздними образованиями, секущими известково-щелочную серию. Известково-щелочная серия пород локализуется в восточной части массива и охватывает тоналиты, гранодиориты, меланограниты, граниты, а также дайки гранодиорит-порфиров.

Сгi ææèðù - серой окраски, средне-мелкокристаллические, массивной текстуры. В краевой части массива в них отмечается гнейсоватость. Структура гипидиоморфнозернистая. Состав (%): плагиоклаз (an<sub>25-40</sub>) –55-60, калиевый полевой шпат- 5, кварц- 15, амфибол- 10, биотит- 5-10. Рудные и акцессорные минералы: апатит, сфен, ильменит, пирит. Плагиоклаз характеризуется близкими к идиоморфным зёрнами размером 2-4 мм (таблички и призмочки) с прямой зональностью. Ядерная часть кристаллов сложена андезином №36-40, а пери-

ферия – олигоклазом №25-30. Амфибол в виде идиоморфных призмочек размером 1 x 4 мм представлен обыкновенной роговой обманкой. Биотит образует крупные таблички размером до 5 мм, близок по химизму к сидерофиллиту с железистостью 56,2 % и глинозёмистостью 32,1 %. В отличие от биотитов пород латитовой серии значительно меньше содержит галогенов (F, Cl). В нём также меньшие количества бора и фосфора (табл.1).

Гранодиориты - средне-мелкокристаллические породы, светло-серой окраски, массивной текстуры. Структура гипидиоморфнозернистая. Состав (%): плагиоклаз ( $an_{18-35}$ ) – 40, кварц - 15-20, калиевый полевой шпат - 10-20, роговая обманка – 5-10, биотит - 5-10. Акцессории: сфен, циркон, ильменит, пирит. Плагиоклаз более кислый, чем в тоналитах. Зональные кристаллы в ядре сложены андезином №32-35, а периферия – олигоклазом №18-22. Калиево-натриевый полевой шпат ксеноморфен и образует зёрна размером 2-3 мм. Амфибол кристаллизуется в виде призматических кристаллов размером 2 x 4 мм. Чешуйки биотита размерами до 4 мм распространены повсеместно. По химизму весьма близок к биотиту тоналитов (табл. 1).

Меланограниты и граниты - мелкозернистые породы светло-серой окраски, массивной текстуры. По составу и структуре весьма близки гранодиоритам, отличаясь от последних лишь отсутствием роговой обманки и большим количеством кварца и калиевого полевого шпата.

Гранодиорит-порфиры дайковой фации имеют светло-серую окраску и массивную текстуру. Интрателлурическая фаза представлена индивидами плагиоклаза и биотита, имеющими размеры 3-5 мм. Основная ткань породы тонкокристаллическая с гипидиоморфнозернистой микроструктурой. Плагиоклаз вкрапленников представлен зональными призматическими кристаллами с ядром, сложённым андезином №40-45, и периферийной каёмкой, представленной олигоклазом №20-24. Биотит в дайках гранодиорит-порфиров близок к слюде в плутонических гранодиоритах, но отличается значительно более высокими концентрациями хлора и воды (табл.1).

Химический состав представительных образцов породных типов представлен в табл. 2.

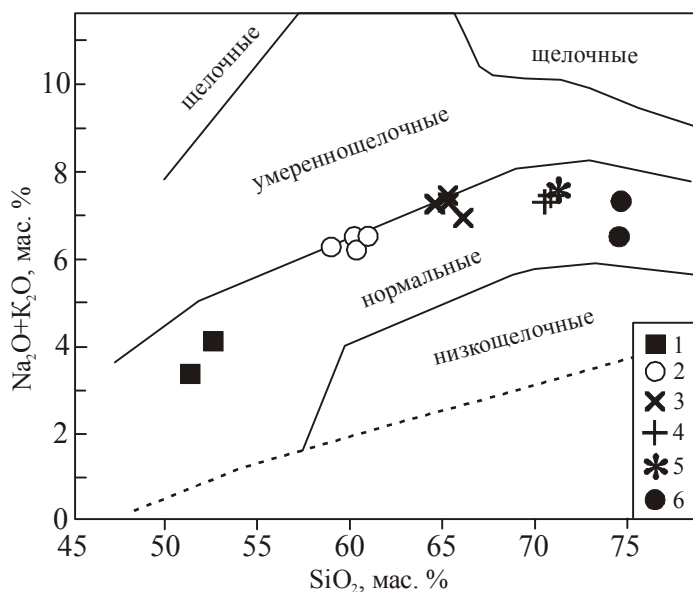
Для изотопного датирования Садринского массива была выбрана проба среднезернистого гранита (№ 1248, автор – Г.А.Бабин) (Владимиров и др., 2002). В пробе обнаружены кристаллы циркона двух морфологических типов. 1-ый тип – прозрачные идиоморфные и субидиоморфные кристаллы розового цвета призматической и длиннопризматической формы цирконового габитуса. Внутреннее строение цирконов этого типа однородно, в некоторых кристаллах наблюдаются фрагменты грубой магматической зональности. Отдельные зерна содержат тонкие оторочки с низким двупреломлением. Количество циркона этого типа составляет около 70 %. 2-ой тип – полупрозрачные субидиоморфные кристаллы желтого цвета призматической формы, для которых характерно присутствие замутненных ядер неправильной формы, окруженных пылевидными включениями и прозрачной незональной оболочки. Зерна сильно трещиноваты, по трещинам развиты метамиктные зоны. Циркон этого типа для изотопного анализа не использовался. Размеры кристаллов циркона в пробе 1248 изменяются от 20 до 120  $\mu\text{m}$ ;  $K_{\text{удл.}} = 1.5 - 2.5$ .

На первом этапе исследований для изотопного анализа были использованы две навески наиболее прозрачных зерен циркона из размерных фракций -85+60  $\mu\text{m}$  и >85  $\mu\text{m}$ , которые обладают близким изотопным составом. На следующем этапе циркон из фракции 85+60  $\mu\text{m}$  был подвергнут аэробразии (№ 3-4), а также проведена предварительная кислотная обработка циркона из фракции >85  $\mu\text{m}$  в течение 2.5 часов. Точка изотопного состава остатка циркона после кислотной обработки располагается на конкордии, а ее возраст ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ) составляет  $504.1 \pm 1.6$  млн лет (значение возраста  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 501.5 \pm 3.1$  млн лет). Точки изотопного состава остатка циркона после кислотной обработки и аэробразии, в результате которой было удалено около 40% его вещества, образуют дискордию, верхнее пересечение

2. Представительные анализы пород петротипического Садринского массива  
(основные компоненты в масс.%, элементы в г/т)

Оксиды и элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	51,2	52,7	58,7	60,3	60,4	61,1	64,6	65,4	65,4	66,4	70,6	70,9	71,0	74,7	74,3
TiO <sub>2</sub>	1,2	1,06	0,58	0,46	0,56	0,6	0,35	0,3	0,37	0,39	0,24	0,20	0,22	0,07	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,6	14,8	18,3	17,6	18,2	16,8	17,6	16,7	17,2	15,8	15,6	16,0	15,91	14,1	14,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	11,3	9,2	6,21	7,37	5,91	6,12	3,97	3,15	4,07	4,04	2,49	3,04	2,0	1,29	1,34
MnO	0,19	0,16	0,15	0,14	0,15	0,14	0,1	0,11	0,1	0,11	0,06	0,07	0,07	0,02	0,03
MgO	5,7	5,8	2,1	1,95	1,95	1,91	1,33	1,42	1,5	1,4	0,63	0,66	0,68	0,07	0,44
CaO	9,5	9,8	6,55	4,99	6,31	5,73	4,18	3,64	3,51	3,95	2,83	2,21	2,43	1,29	1,89
Na <sub>2</sub> O	2,4	3,5	4,84	4,8	4,61	4,88	5,52	5,9	5,24	4,59	5,32	4,93	5,53	3,92	3,09
K <sub>2</sub> O	0,85	0,59	1,38	1,66	1,56	1,73	1,75	1,73	2,1	2,34	2,01	2,47	1,93	3,3	3,29
H <sub>2</sub> O	0,1	0,1	0,72	0,42	0,20	0,58	0,10	1,28	0,1	0,57	0,38	0,05	0	0	0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,14	0,24	0,17	0,20	0,18	0,11	0,08	0,11	0,11	0,04	0	0,05	0,03	0,03
?	98,8	99,1	99,8	99,8	99,9	99,8	99,6	99,8	99,7	99,7	100	100	99,8	99,2	99,4
Cs	0,28	0,26	0,51	0,3	0,46	0,34	0,47	0,33	0,64	0,49	0,54	0,48	0,67	0,7	0,72
Cr	92,4	91,7	87,5	84,6	84,3	76,8	65,4	23,7	25,5	23,8	18,9	18,6	17,8	12,5	13,5
Rb	11,2	11,3	16,4	15,4	17,4	13,6	15,1	11,9	18,7	28,2	16,2	39,9	13,0	39,6	41,5
Sr	510	505	739	591	663	579	525	552	634	569	531	427	540	585	604
Y	17,4	18,0	18,7	12,5	12,4	13,8	13,0	9,73	15,5	14,8	7,65	5,64	8,73	5,2	5,3
Zr	13,8	14,2	17,3	16,6	14,5	16,7	18,1	21,3	22,5	25,1	14,0	13,5	15,1	19,7	20,2
Nb	5,5	5,3	5,47	2,99	2,59	3,4	6,28	5,66	5,41	4,74	3,93	2,69	3,86	4,5	4,6
Ba	394	143	441	605	424	506	630	318	817	631	741	759	7,11	412	636
La	13,7	13,5	12,3	8,25	7,09	8,77	13,1	11,0	12,0	12,1	7,17	5,21	7,85	6,1	6,3
Ce	33,1	32,4	30,5	18,6	16,3	18,6	25,4	21,1	25,2	22,8	13,0	10,2	12,1	10,5	11,0
Pr	4,1	3,7	4,02	2,29	2,12	2,52	2,84	2,65	2,76	2,8	1,68	1,34	1,81	1,2	1,4
Nd	15,2	14,4	17,0	10,4	9,96	10,9	10,4	8,02	10,9	10,9	6,17	5,16	7,09	5,8	5,9
Sm	4,2	4,0	3,74	2,28	2,39	2,59	2,1	1,71	2,61	2,11	1,24	1,18	1,38	1,0	1,1
Eu	2,0	1,8	1,21	0,65	0,7	0,8	0,75	0,57	0,81	0,76	0,47	0,46	0,47	0,32	0,31
Gd	4,0	4,2	3,62	2,28	2,33	2,62	2,02	1,62	2,8	2,43	1,15	1,11	1,45	0,8	0,81
Tb	0,52	0,51	0,63	0,41	0,47	0,47	0,31	0,25	0,47	0,36	0,18	0,18	0,19	0,14	0,15
Dy	4,4	4,3	3,42	2,18	2,45	2,34	1,98	1,45	2,36	2,05	1,16	0,99	1,37	1,0	0,98
Ho	0,81	0,8	0,71	0,46	0,46	0,51	0,41	0,35	0,47	0,42	0,25	0,23	0,31	0,22	0,23
Er	2,2	2,1	2,01	1,31	1,21	1,5	1,36	0,91	1,32	1,38	0,74	0,69	0,94	0,47	0,48
Tm	0,22	0,22	0,35	0,22	0,25	0,25	0,25	0,17	0,19	0,21	0,13	0,11	0,15	0,1	0,11
Yb	1,92	1,88	2,05	1,29	1,36	1,34	1,61	0,95	1,38	1,24	0,88	0,74	0,88	0,75	0,76
Lu	0,21	0,23	0,3	0,18	0,18	0,21	0,24	0,17	0,24	0,25	0,14	0,12	0,16	0,12	0,13
Hf	0,52	0,53	0,83	0,8	0,73	0,64	0,83	0,75	0,84	0,99	0,64	0,7	0,64	0,45	0,44
Ta	0,15	0,14	0,44	0,19	0,14	0,19	0,38	0,36	0,36	0,29	0,28	0,23	0,27	0,2	0,21
Th	1,22	1,23	1,31	0,99	1,38	1,16	1,85	1,71	1,94	3,03	1,34	0,96	0,91	1,3	1,25
U	0,54	0,52	0,63	0,57	0,72	0,64	0,51	0,8	0,78	0,81	0,33	0,32	0,23	0,55	0,56
U/Th	0,44	0,42	0,48	0,58	0,52	0,55	0,28	0,47	0,4	0,27	0,25	0,33	0,25	0,42	0,45
La/Yb <sub>N</sub>	4,71	4,75	4,1	4,3	3,5	4,4	5,5	7,9	5,9	6,5	5,5	4,8	6,0	5,4	5,5
Eu/Eu*	0,87	0,85	1,0	0,9	0,9	0,9	1,1	1,0	0,9	1,0	1,2	1,2	1,0	0,45	0,46
? PЗЭ	104	102	81,9	50,8	47,3	53,5	62,9	61,0	63,4	59,8	34,3	27,7	36,1	33,7	35,0

Примечание. Анализы выполнены в Лаборатории ИМГРЭ. 1, 2 - габбро, 3-6 – кварцевые диориты; 7-10 – тоналиты; 11-12 – меланограниты; 13 – плагиограниты; 14, 15 – плагиолейкограниты. Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub> – суммарное двух- и трёхвалентное железо. Нормализация составов пород проведена относительно хондрита по (Anders, Greevesse, 1989).



**Рис. 2. Положение составов пород садринского комплекса на диаграмме TAS ( $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ).**

1 - габбро, 2 - кварцевые диориты, 3- гранодиориты и тоналиты, 4 - меланограниты, 5- плагиограниты, 6 - плагиолейкограниты.

которой с конкордией соответствует возрасту  $501.8 \pm 2.9$  млн лет (нижнее пересечение составляет  $-187 \pm 127$  млн лет, СКВО=1.3), которое совпадает с возрастом ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) конкордантного циркона. Несколько правее полученной дискордии располагается точка второй фракции циркона, подвергнутого абразивной обработке, воз-

раст которого ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) равен  $518.4 \pm 2.6$  млн лет. По-видимому, это связано с тем, что в данной фракции присутствовали единичные кристаллы циркона с реликтами унаследованных, более древних ядер, аналогичных циркону второго морфологического типа.

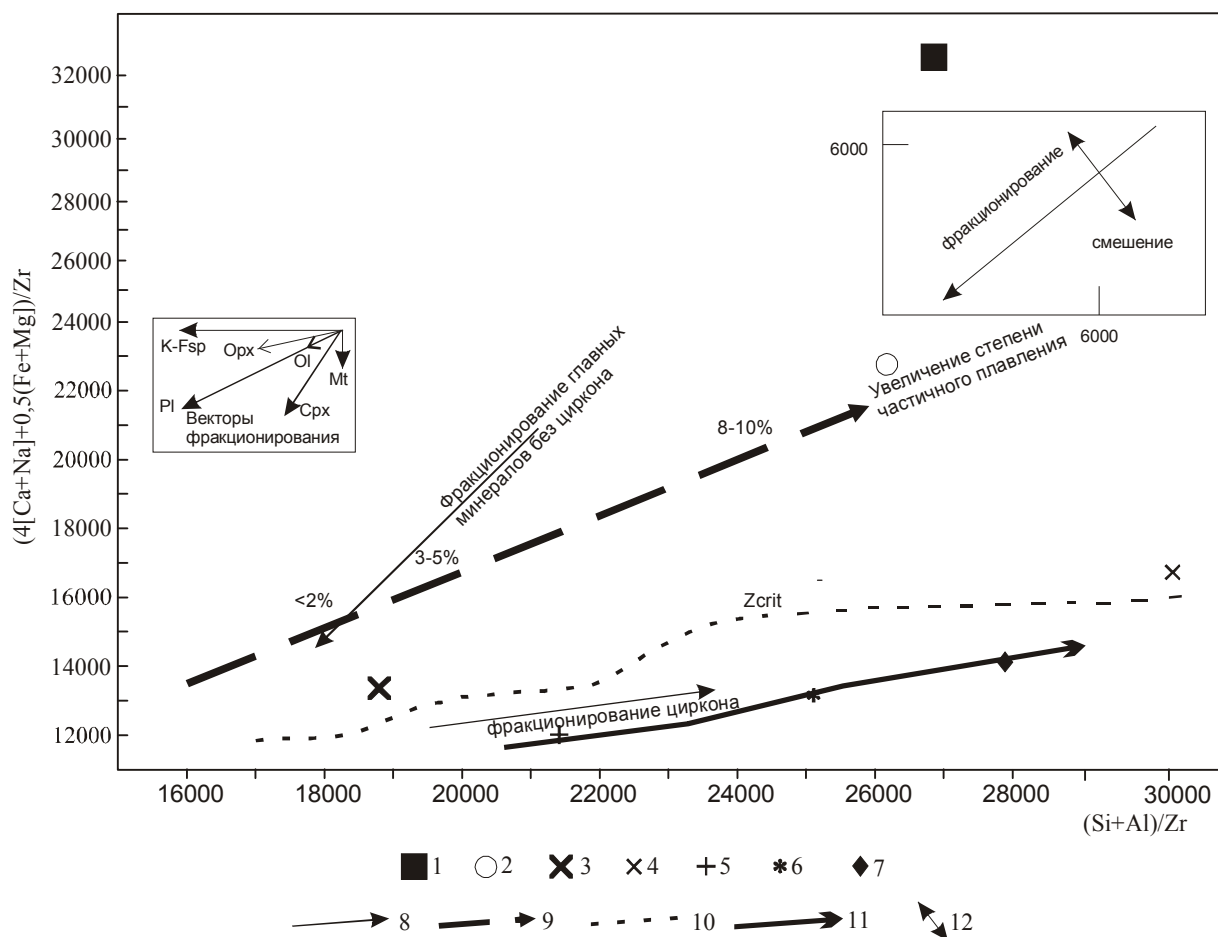
В связи с тем, что циркон I типа, для которого построена дискордия и получено конкордантное значение возраста, имеет характеристики первично магматического минерала, оценку возраста  $501.8 \pm 2.9$  млн лет, полученную по верхнему пересечению дискордии с конкордией, можно рассматривать в качестве наиболее достоверной оценки возраста образования гранитов Садринского массива.

Циркон из плагиогранитов Базлинского массива (обр. 5219) представлен преимущественно прозрачными короткопризматическими кристаллами желтоватой окраски. Встречается немало хорошо ограненных зерен, основными элементами огранки которых являются грани призмы  $\{100\}$  и дипирамиды  $\{111\}$ ,  $\{101\}$   $\{121\}$ , или грани призмы  $\{100\}$  и дипирамиды  $\{111\}$ ,  $\{101\}$ . В оптическом диапазоне длин волн индивиды незональные и с малым количеством микровключений. Измерены изотопы Pb и U в четырех фракциях циркона, все возрасты которых оказались дискордантными. Однако следует отметить, что значения возраста  $t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$  фракций 6 и 7 совпадают и равны 505 млн лет. В зернах циркона фракции № 39, по-видимому, содержится некоторое количество древнего унаследованного радиогенного Pb:  $t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) = 523,4 \pm 1,3$  млн лет. Изотопные измерения для фракции № 9 проведены с большими погрешностями в определении радиогенной компоненты  $^{207}\text{Pb}$ , поэтому наиболее достоверным возрастом для этой фракции является  $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) = 495,1 \pm 7,0$  млн лет. На графике с конкордией линия, проведенная через точки № 6, 7 и начало координат дают значение возраста  $505 \pm 8$  млн лет, которое в пределах погрешностей не отличается от возраста  $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) = 495,1 \pm 7,0$  млн лет. Морфологические особенности исследованного циркона указывают на его магматическое происхождение, однако изотопная датировка возраста  $505 \pm 8$  млн лет, полученная по результатам лишь для двух фракций циркона, может служить сугубо приблизительной оценкой времени образования плагиогранитов Базлинского массива.

## ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕРАЦИИ ПОРОД САДРИНСКОГО КОМПЛЕКСА

По петрогеохимическим данным породы комплекса обнаруживают близость к адакитовым гранитоидам. К адакитовому типу гранитоидов относятся специфические кислые



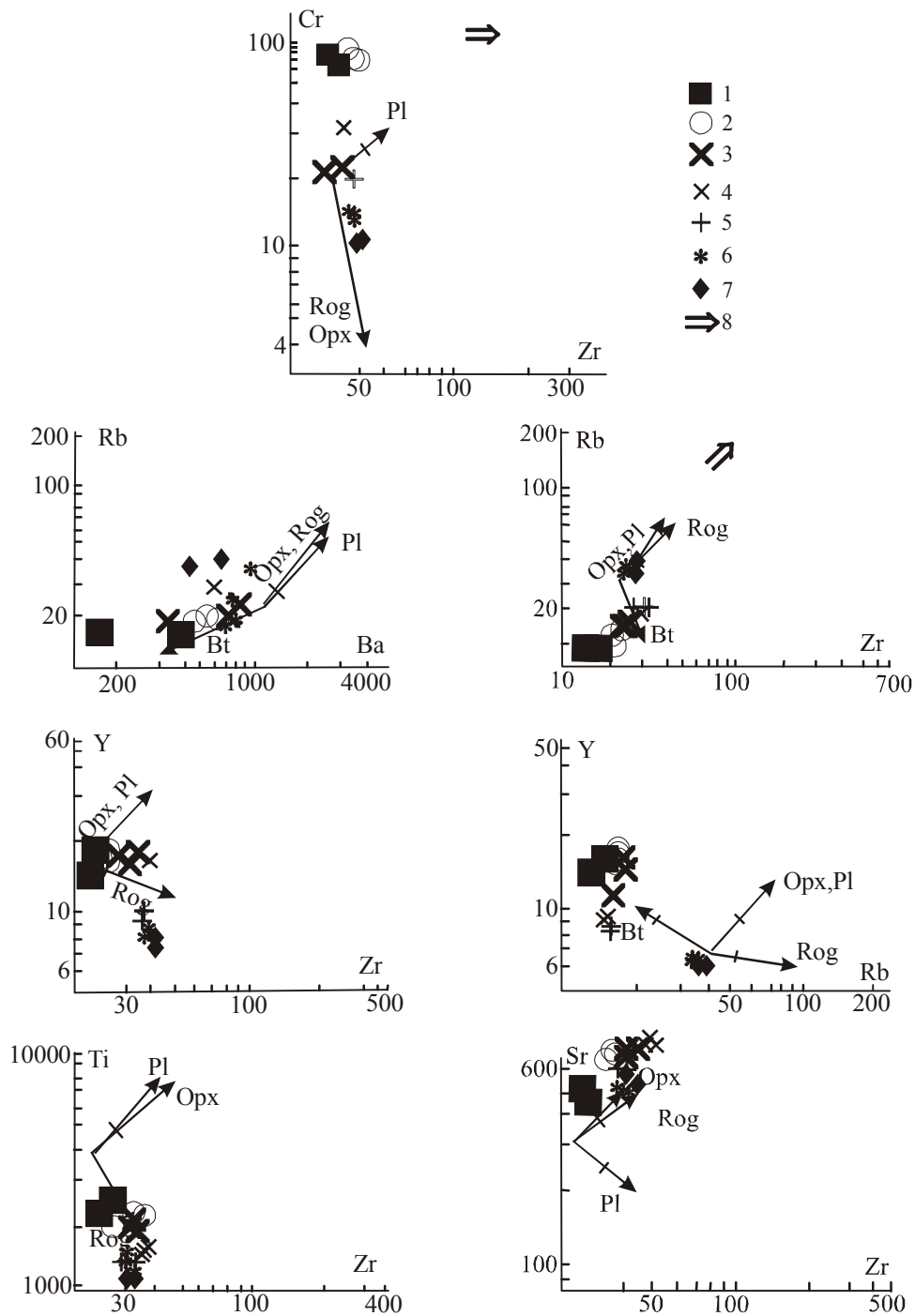


**Рис. 3. Диаграмма молекулярных отношений  $(4 [Ca+Na] + 0,5[Fe+Mg])/Zr - (Si+Al)/Zr$  (Bradshaw, 1992) для пород Садринского массива.**

1 - габбро, 2 - кварцевые диориты, 3 - тоналиты, 4 - меланограниты, 5 - плагиограниты, 6 - плагиолейкограниты, 7 – лейкограниты; 8 - эволюционные тренды фракционирования; 9 - тренд увеличения степени частичного плавления; 10 - критическая линия раздела фракционирования главных минералов и циркона (при 68 мас. %  $SiO_2$ ); 11 - частный эволюционный тренд для пород Садринского массива; 12 - тренды смешения расплавов.

интрузивные породы, обнаруживающие сходство с эффузивными адакитами. К числу таких признаков относятся очень низкие концентрации иттрия (менее 18 г/т), иттербия (менее 1,8 г/т) (Defant, Drummond, 1990; Martin, 1999), повышенные содержания ванадия и хрома, высокие нормированные к хондриту отношения лантана к иттербию (более 4...10), указывающие на сильно дифференцированный тип распределения РЗЭ в породах.

На диаграмме TAS все породные типы попадают в поле известково-щелочной серии (рис. 2). Из всех пород повышенной кремнекислотности только диориты и кварцевые диориты формируют относительно обособленное фигуративное поле, а другие гранитоиды, включая тоналиты, образуют компактную группу пород с содержанием кремнезема от 64 до 74%. что свидетельствует об их совместном формировании и кристаллизации в принятом объеме третьей фазы внедрения. Химический состав диоритоидов и гранитоидов Садринского массива характеризуется повышенной глиноземистостью и свидетельствует о их принадлежности, как и габброидов первой фазы внедрения, к известково-щелочной серии островных дуг. От плагиогранитов саракокшинского комплекса они уверенно отличаются повышенной щелочностью и калиевостью, меньшими содержаниями магния и кальция. По данным Г.А.Бабина (2000), особенности редкоэлементного состава указывают на принад-

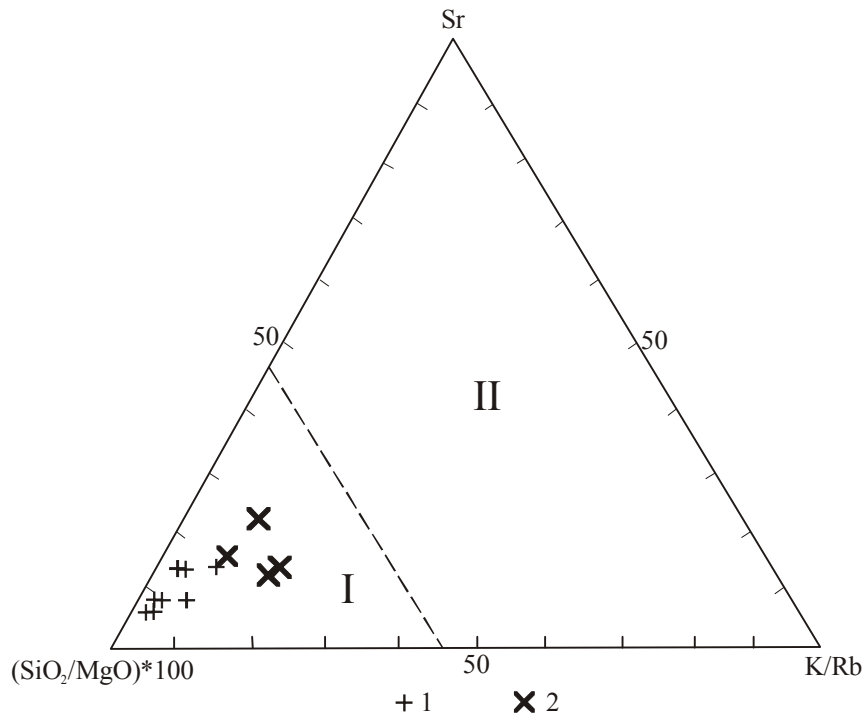


**Рис. 4. Бинарные диаграммы распределения элементов в породах Садринского массива.**

8 - направление эволюции состава расплава при частичном плавлении; векторами показано изменение состава расплава при кристаллизации из него того или иного минерала; отрезки на векторах соответствуют 25 %-ной раскристаллизации исходного расплава. Pl – плагиоклаз, Орпх- ортопироксен, Rog – роговая обманка, Bt – биотит. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

лежность данных пород к геохимическому типу гранитоидов андезитового ряда островных дуг (I-тип гранитов), отличающихся от саракокшинских и майнских плагиогранитов толеитового ряда (M-типа гранитов) повышенными содержаниями Nb, Sr, Ba, Li и Rb.

На диаграмме Брэдшоу (рис. 3) средние составы породных типов садринского комплекса от габброидов до тоналитов располагаются в поле кристаллизационной дифференциации расплавов с фракционированием главным минералов (темноцветных и калиевых)



**Рис. 5. Диаграмма Sr – K/Rb – (SiO<sub>2</sub>/MgO)·100, по Н. Martin (1999), для адакитовых гранитоидов садринского комплекса.**

Поля адакитов: I – высококремнистых, II – низкокремнистых.

1 - плагиограниты, 2 - тоналиты.

без фракционирования циркона. Начиная с гранита и кончая плагиолейкогранитами в глубинном очаге происходила кристаллизационная дифференциация с участием циркона. Тренд дифференциации пород от гранита к плагиолейкогранитам и лейкогранитам параллелен тренду фракционирования циркона.

На бинарной диаграмме распределения элементов в породах садринского массива в координатах Sr-Zr на этапе габбро - кварцевые диориты - тоналиты тренд дифференциации строго следовал направлению эволюции состава при частичном плавлении исходного источника и кристаллизационной дифференциации с разделением плагиоклаза, с одной стороны, и ортопироксена, роговой обманки - с другой (рис. 4), а на отрезке генерации меланогранитов - плагиогранитов - плагиолейкогранитов и лейкогранитов наблюдается резкое отклонение от указанного тренда. Близкая картина наблюдается и на диаграммах в координатах Rb-Ba, Y-Zr, Rb-Zr, Y-Rb, Sr-Zr (рис. 4). На раннем этапе тренд дифференциации параллелен тренду частичного плавления, а на позднем этапе формирования меланограниты-лейкограниты заметно отступление от этого тренда эволюции вплоть до обратного направления.

На диаграмме Sr – K/Rb – (SiO<sub>2</sub>/MgO)100 тоналиты и граниты попадают в поле высококремнистых адакитов (рис. 5). В то же время их можно отнести к группе высокоглинозёмистых адакитов (Гусев А., Гусев Н., 2010).

Как известно, высокоглинозёмистые адакитовые гранитоиды относятся к тоналит-трондъемитовой серии магматитов, для которых применима метабазитовая модель формирования, предусматривающая возможность образования тоналит-плагиогранитоидных магм при дегидратированном плавлении мафических субстратов в диапазоне давлений от 3 до 25 кбар и температурах 900 - 1100°C. По изотопно-геохимическим данным плагиогранитоиды таких комплексов относятся к +ε<sub>Nd</sub> – типу (ε<sub>Nd</sub>(0)=+3,8; с широким диапазоном значений ε<sub>Nd</sub>(T)= от + 3,9 до +7,5), а по петрогеохимическим – к высокоглинозёмистым плагиограни-

там (Rapp, Watson, 1995) и высококремнистым адакитам (Martin, 1999). Необходимым условием генерации плагигранитоидов такого типа служит высокое давление (больше или равное 10-12 кбар) и равновесие расплава с гранатсодержащим реститом.

## РУДОНОСНОСТЬ САДРИНСКОГО КОМПЛЕКСА

Гранитоиды *садринского типа* располагаются в Алтае-Северосаянском ВПП. Они менее продуктивны, чем образования верхнекондомского. Основные перспективы связываются с золото-вольфрамовым оруденением кварцево-жильного типа Тебечекского рудного поля, расположенного в апикальной части Верхнемрасского массива, где прогнозируется мелкое месторождение.

С более щелочными интрузиями *верхнекондомского типа* садринского комплекса (с уклоном в сторону шошонитовой серии пород) в Алтае-Кузнецком, реже в Алтае-Северосаянском ВПП ассоциируют скарновое железорудное, золоторудное, медное, молибденовое и другие полезные ископаемые.

Скарновое железное оруденение приурочено к эндо- и экзоконтактам Верхнекондомского (Малокондомское, 2-е Базасское и ряд проявлений) и Майского (Каурчакское, Андобинское и несколько мелких проявлений) гранитоидных массивов. Многолетние поиски магнетитовых руд в пределах наиболее перспективных магнитных аномалий в юго-западном эндо-экзоконтакте Верхнекондомского интрузива положительных результатов не дали. Скважины, пройденные до глубин 200 – 400 м, промышленных скоплений магнетитовых руд не вскрыли. Позже Ф.В. Кирилловским, по результатам переинтерпретации геофизических материалов, большинство аномалий на этом участке признаны породными. Не очень благоприятный для рудоотложения в промышленных масштабах состав вмещающих пород (монотонные толщи базальтов или известняков), значительная эродированность рудно-магматической системы заметно снижают перспективы данного участка на железное оруденение. Вероятность обнаружения здесь промышленно значимых объектов до глубины 400 м мала. Наиболее интересно в этом отношении Андобинское проявление, расположенное в пределах одноименной магнитной аномалии. Рудные тела здесь размещаются в благоприятной для рудообразования фронтальной части “слепого” штока гранитоидов и приурочены к тектоническим структурам северо-восточного направления, в пределах которых возможно выявление промышленных скоплений магнетитовых руд.

Проявления золота, меди, серебра, полиметаллов, вольфрама, молибдена (скарновые и жильные рудные формации) – комплексные, тяготеют к площадям развития эндо- и экзоскарнов (Малокондомское, Чаныш-Андобинское, Лебедское, Викторьевское, Верхнекамзасское рудные поля).

Наиболее детально нами изучено Майское месторождение.

На *Майском месторождении* известны биметасоматические и инфильтрационные скарны. Наиболее изучены первые. Значительный вклад в исследования скарновых залежей месторождения внесли Н.Ф. Столбова (1970), В.А. Вахрушев (1972), Л.К. Павлова (1976, 1993), В.А. Сараев (1966), А.И. Гусев (2000), А.М. Кузнецов (2000) и другие.

Биметасоматические скарны приурочены к восточному контакту Майского гранитоидного массива и образуют протяжённую зону. Отдельные тела последней слагают цепочку скарнов, вытянутую в субмеридиональном направлении на 6 км и условно подразделяемую на 3 части: Северную, где локализовано Майское золоторудное месторождение, Водораздельную и Южную, или Лебедскую, где вскрыто одноименное волластонитовое месторождение.

*Майское месторождение* представлено скарновой залежью мощностью от нескольких метров до 60 м, вытянутой в субмеридиональном направлении на 1 км. В пределах скарновой залежи развито сопутствующее оруденение железа, реализованное магнетито-

вым рудным телом мощностью от 3 до 30 м, длиной до 400 м. Глубина распространения скарнов на месторождении от 5 до 200 м (в среднем 140-150 м). Наложённая минерализация связана с последующим дроблением скарнов, интенсивной их метасоматической проработкой и импрегнированием кварцевыми, кварц-карбонатными прожилками с сульфидами и золотом. Последнее и предопределило промышленную ценность скарнов и всего месторождения.

Рудное тело №1 с золотым оруденением имеет форму линзы СЗ ориентировки и ЮВ склонение (30-45°). Длина линзы 70 м, мощность 40 м, длина по падению 35 м. Наиболее богатое оруденение золота локализовано в кровле чашеобразной залежи сплошного магнетита. Концентрации золота в рудном теле варьируют от 1 до 150 г/т. Замечено, что наиболее высокие концентрации золота приурочены к участкам перекристаллизации гранатовых и пироксеновых скарнов и наложенной эпидотизации, актинолитизации, окварцевания. В таких местах обнаруживаются и самые крупные золотины размером до 6 мм. Изредка по тонким трещинкам, проникающим по межзональным плоскостям крупных зональных аномальных по оптическим свойствам гранатов, отмечаются октаэдрические кристаллики золота размером до 10 мм с ажурными вициналями на гранях. В таких участках содержания золота в 5-6 раз выше, чем в среднем по рудному телу. В магнетитовых телах концентрации золота также увеличиваются там, где прошла их перекристаллизация и метасоматическая переработка. Рудное тело №1 эксплуатировалось ранее открытым способом в Нижнем карьере. Было добыто 108,4 тыс. т руды и 789,6 кг золота при среднем содержании металла 7,3 г/т. Извлечение золота составило 65 %. Оставшиеся запасы в количестве 33,5 тыс. т руды и 204,7 кг золота признаны нерентабельными.

Рудные тела №2, №3 и №4 расположены северо-восточнее рудного тела №1, выстраиваясь в цепочку, приуроченную к Майскому разлому. Они имеют мощности от 3 до 50 м, длины по простиранию 45-85 м. Разведаны до глубин 18-24 м. Они также развиты по изменённым скарнам, но имеют значительно более низкие концентрации золота: средние содержания в рудных телах от 3,2 до 9,1 г/т. Иногда содержания золота достигают 100 г/т. Рудные тела №3 и №4 эксплуатировались общим карьером на глубину 3-8 м. Добыто 264,4 кг золота.

К югу от Майского месторождения на протяжении 5-6 км в зоне Майского разлома обнаружены 8 линзовидных тел гранат-пироксеновых скарнов, вскрытых единичными шурфами. Содержания золота в отдельных пробах показали от 0,2 до 6,8 г/т.

На правом берегу р. Лебедь в 5 км к югу от Майского месторождения расположена Лебедская скарново-волластонитовая залежь, детально разведанная и оценённая на качество волластонитового сырья. В этой залежи в отдельных пробах содержания золота составили от 0,8 до 4,2 г/т.

Более масштабные инфильтрационные скарны развиты в долине р. Каурчак и в её левом борту, где прослеживается рой даек пёстрого состава от долеритов до гранит-порфиров, приуроченных к разлому, оперяющему Майский дизъюнктив. Здесь выявляется целая серия магнитных аномалий и интенсивные и хорошо проработанные аномальные структуры комплексных геохимических полей. В 60-е годы на этой площади пройдены одиночные скважины, вскрывшие аналогичные по составу пироксен-гранатовые скарны с магнетитом, претерпевшие поздний метасоматоз и наложенную жильную минерализацию. По керновым пробам содержания золота варьировали от 0,5 до 30 г/т. Однако из-за гидрографических условий участок в то время признан нерентабельным для эксплуатации. Инфильтрационные скарны долины р. Каурчак не доизучены и могут представлять несомненный интерес.

Вещественный состав и последовательность минералообразования на Майском месторождении изучены сравнительно хорошо. В общей схеме последовательности различимы 2 этапа: 1 - образование скарнов и последующих скарновых изменений; 2 - наложенного на скарны пневматолито-гидротермального этапа с золоторудной минерализацией.

В скарновой залежи различимы эндо- и экзоскарны. Эндоскарны образованы в процессе биметасоматоза по кварцевым монцодиоритам. Они представлены ассоциацией геденбергита и плагиоклаза. Наблюдается метасоматическое замещение монцодиоритов геденбергитом буровато-зеленоватой окраски. Размеры выделений геденбергита 0,5 x 1,5 мм в виде ксеноморфных зёрен, местами близких к таблитчатым выделениям. В интерстициях зёрен геденбергита отмечаются ксеноморфные выделения плагиоклаза лабрадор-андезинового состава. Изредка отмечаются индивиды гипидиоморфного андезина №37 с полисинтетическим двойникованием. Редкие прожилковидные обособления анхимономинерального геденбергита достигают 8-15 см и мощности до 2-3 см.

Экзоскарны образовались по вулканитам мрасской свиты. В них различимы 3 стадии. В раннюю стадию формировались мелко-среднекристаллические массивные скарны, сложенные преимущественно диопсидом и гранатом I генерации. Аллотриоморфнозернистые агрегаты диопсида I имеют ксеноморфные и гипидиоморфные зёрна размером 0,5-3 мм. Редко отмечаются гранобластовые агрегаты. Ранний пироксен содержит 70-80 % диопсидового минала. Гранат I генерации чаще всего образует изотропные идиоморфные зёрна. По составу он отвечает андрадиту с 10-15 % пиральспитового минала. Температуры кристаллизации минералов I стадии составляли 540-630°C.

Во вторую стадию кристаллизовались гранат II, диопсид II и магнетит I. При этом в первую очередь происходило выделение диопсида II и граната II, которые формируют аллотриоморфнозернистые выделения размером 3-5 мм. Магнетит корродирует зёрна граната и пироксена, часто развиваясь в интерстициях зёрен этих минералов. Основная масса магнетита I даёт массивные тела, сложенные мелкозернистыми выделениями оксида железа аллотриоморфнозернистой микроструктуры. В магнетите I по 5 пробам концентрации элементов-примесей составляют (г/т): меди от 20 до 200, свинца от 20 до 30, цинка от 7000 до 10000, кобальта от 7 до 30, никеля от 3 до 7, марганца от 60 до 70, серебра от 400 до 7000, олова от 2 до 30, молибдена от 1 до 3. Температуры кристаллизации пироксена II и граната II 520-560°C. Солёность маточных рассолов во включениях граната составляют 30-35 вес.% NaCl (в эквиваленте).

В третью стадию происходило выделение граната III и магнетита II в виде жил и прожилков мощностью 0,5-10 см. При этом иногда такие жилы имеют зональное строение. Ранний гранат III образует правильные пентагон-додекаэдрические формы размерами от 0,5 до 2,5 см, нарастающие на стенках жил и растущих во внутрь полостей. Это более светлые по окраске гранаты, имеющие аномальные оптические эффекты. В них зоны изотропного граната чередуются с анизотропными. Внутренние части таких зональных жил выполнены крупными кристаллами магнетита II октаэдрического габитуса размерами 1-2 см. Он также зонален и растёт вершинками кристаллов во внутрь полостей. Гранат III относится к андрадиту с несколько более высокими содержаниями гроссулярового минала, чем в предыдущих генерациях. Гранат III также относится к железистым скарнам. В целом скарны месторождения классифицируются известковыми, а парагенезисы скарновых минералов относятся к пироксен-гранатовой фации.

Пневматолито-гидротермальные скарновые изменения отвечают высокотемпературному процессу, наложенному на ранние агрегаты. Вначале скарны были раздроблены и изменены. Наиболее ранний агрегат представлен жилами и прожилками кварца I с актинолитом, тремолитом, волластонитом, пиритом I. Кварц I гетерогранобластовый с размером зёрен от 0,2 до 3 мм. Часто имеет волнистое погасание, содержит большое число крупных первичных газово-жидких включений. Местами в последних отмечаются дочерние выделения дисульфида железа. Гомогенизация первичных газово-жидких включений кварца первой генерации происходит при температурах 350-470°C. Солёность включений этого этапа резко снизилась и составляет 5,5-6,8 вес. % NaCl. Кварц I содержит лучистые выделения

тремолита и актинолита размерами 1-3 см. Лучистые агрегаты и «солнца» ярко-зелёного актинолита местами накладываются на гранат и пироксен самостоятельно без кварца I. Иногда в последнем отмечаются игольчатые выделения актинолита и тремолита, образующие параллельные, а в других случаях метельчатые скопления игл. Характерно значительное развитие актинолита. Ни на одном скарновом месторождении Горного Алтая и Горной Шории актинолит не получил такого широкого развития, как на Майском месторождении. Пирит I сосредоточен в кварце I в виде отдельных зёрен кубического габитуса размерами 1-3 мм, редко – гнезд до 2x3 см.

Гидротермальный этап проходил в три стадии. В первую из них образовались прожилки (1-15 мм), жилы (до 10 см), гнезда (2x4 см) кварца II с сульфидами: пиритом II, халькопиритом I, борнитом, халькозином, кубанитом, кобальтином, тетрадимитом, алтаитом. В халькопирите I концентрации элементов-примесей по 4 пробам составляют (г/т): от 40 до 70, цинка от 5000 до 7000, кобальта от 20 до 30, никеля от 3 до 5, марганца от 30 до 50, серебра от 7000 до 10000, олова от 2 до 20, мышьяка от 50 до 70, вольфрама от 70 до 100, висмута от 10 до 20. Температуры гомогенизации первичных газовой-жидких включений в кварце II составляют 250-300°C. Во включениях преобладают HF и SO<sub>2</sub>. В ассоциации с тетрадимитом и алтаитом присутствует золото I, которое является основным, определяющим промышленную ценность месторождения. Его пробность варьирует от 920 до 998‰. Основные примеси в золоте – медь, ртуть, теллур, железо, мышьяк.

Во вторую стадию гидротермального этапа произошло образование кварцевых прожилков мощностью 0,5-1,8 см, содержащих пирит III, арсенопирит, реже сфалерит и спорадически галенит. Кварц III гипидиоморфный, эквигранулярный с размерами зёрен 0,2-0,3 мм. Угасание нормальное, редко волнистое. Гомогенизация газовой-жидких включений в кварце III происходит в интервале 200-230°C. Состав флюидных включений в кварце отличается от такового в кварце ранней генерации: HCl, CO<sub>2</sub>, HF, SO<sub>2</sub>. В этой ассоциации проявлено более низкопробное золото II (820-930‰). В нём распространены примеси ртути, меди и серебра.

В заключительную стадию гидротермального этапа образовались пострудные брекчии с кварц-анкерит-кальцитовым цементом, местами с хлоритом и пиритом (кристаллы октаэдрической формы размерами до 5 мм). Брекчии приурочены к разлому, пересекающему всю скарновую залежь. Ширина брекчии около 3 м. Параллельно простиранию брекчии отмечается несколько жил сидерит-кальцитового и хлорит-анкерит-кальцитового составов. В жилах распространён также пирит октаэдрического габитуса размерами 1-3 мм.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, массивы садринского комплекса объединяют породы известково-щелочной серии, кислые дериваты которых относятся к высококремнистым адакитовым и высокоглинозёмистым адакитовым гранитоидам, формировавшимся при очень высоких давлениях в равновесии с гранатсодержащим реститом. В некоторых массивах присутствуют более поздние шошонитовые гранитоиды (монцодиоиты, сиениты).

С гранитоидами садринского комплекса пространственно и парагенетически связана большая группа полезных ископаемых скарнового железо-оксидного медно-золоторудного (типа IOCG), медно-молибден-порфирирового и жильного золото-сульфидно-кварцевого оруденения.

### Литература

*Владимиров А.Г. и др.* Сводный отчёт: Изотопное датирование рудоносных магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области для Госгеолкарты-1000.– Новосибирск, 2002. 550 с.

*Гусев А.И.* Металлогения золота Горного Алтая и южной части Горной Шории. – Томск: Изд-во СТТ, 2003. – 308 с.

*Гусев Н.И., Гусев А.И.* Железооксидные медно-золото-редкоземельные системы ИОСГ – типа Большого Алтая // Материалы конференции «Большой Алтай – уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии. Единство и разнообразие». Усть-Каменогорск, 2010. С. 49-50.

*Гусев А.И., Гусев Н.И.* Возрастные группы и петрология адакитовых гранитоидов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Международный журнал экспериментального образования, 2010. № 9. С. 75-80.

*Коробейников А.Ф., Гусев А.И., Русанов Г.Г.* Адакитовые гранитоиды Калбы: петрология и рудоносность // Известия Томского политехнического университета, 2010. Т. 316. №1. С. 31-38.

*Anders E., Greevesse N.* Abundances of the elements: meteoric and solar // *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1989. V. 53. P. 197-214.

*Bradshaw T.K.* The adaptation of Pearce element ratio diagrams to complex high silica systems // *Contrib. Mineral. Petrology*, 1992. V. 109. P. 450-458.

*Defant M.J., Drummond M.S.* Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // *Nature*, 1990. V. 347. № 4. P. 662-665.

*Martin H.* Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // *Lithos*, 1999. V. 46. P. 411-429.

*Rapp R.P., Watson E.B.* Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crustal-mantle recycling // *J. Petrol.*, 1995. V. 36. P. 891-931.