

УДК 552.3:550.4:550.42:550.93

ПЕТРОЛОГИЯ ПОРОДНЫХ ТИПОВ РАХМАНОВСКОГО КОМПЛЕКСА БОЛЬШОГО АЛТАЯ

Гусев А.И., Гусев Н.И.

*Алтайская государственная академия образования им. В.М. Шукшина,
Бийск, e-mail: anzerg@mail.ru*

Рахмановский комплекс Большого Алтая, включающего территорию Горного, Рудного Алтая и Китайского Алтая, формировался в 5 фаз: 1 – габбро; 2 – диориты, кварцевые диориты; 3 – гранодиориты; 4 – граниты, меланограниты; 5 – лейкограниты. Гранитоиды рахмановского комплекса отнесены к пералюминиевому типу и формировались при плавлении различных источников нижней коры, верхней коры и мантии и смешения мантийных и коровых выплавок. Предполагается, что такие коровые расплавы могут возникать в результате термальной релаксации в нижней коре с плавлением кварцевых эклогитов и гранатовых амфиболитов LIL – обогащённого мантийного клина, а мантийно-производные компоненты таких магм – за счёт деплетированной мантии в результате адиабатической декомпрессии в верхней мантии с участием большого количества летучих компонентов.

Ключевые слова: гранитоиды, габбро, диориты, гранодиориты, мантийно-коровое взаимодействие, деплетированная мантия, адиабатическая декомпрессия, летучие компоненты

PETROLOGY ROCK TYPES OF RAKHMANOVSKIY COMPLEX BIG ALTAI

Gusev A.I., Gusev N.I.

The Shukshin Altai State Academy of Education, Biisk, e-mail: anzerg@mail. ru

Rakhanovskiy complex of Big Altai, that it is include territory of Mountain Altai, Rudny Altai, Chinese Altai, formed in 5 phases: 1 – gabbro; 2 – diorites, quartz diorites; 3 – granodiorites; 4 – granites, melanogranites; 5 – leucogranites. Granitoids of Rakhmanovskiy complex carry to peraluminous type and it formed at melting different sources of lower crust, high crust and mantle and mixing mantle and crust smelting. There is suppose that so crust melts can arise in result termic relaxation in lower crust with melting of quartz eclogites and garnet amphibolites LIL – riched mantle wedge, but mantle-derivative components formed for count of depleted mantle in result adiabatic decompression in high mantle with participation more amount volatile components.

Keywords: granitoids, gabbro, diotites, granodiotites, peraluminous type, mantle-crust ineration, depleted mantle, adiabatic decompression, volatile components

Состав, петрологическая и палеогеодинамическая интерпретация гранитоидных массивов рахмановского комплекса Алтая у разных исследователей не однозначны. Новые данные, полученные нами по петротипическому массиву этого комплекса (Рахмановскому), позволяют значительно уточнить некоторые спорные вопросы. Цель исследования – выявить петрологию и особенности генезиса рахмановского компоекса.

Результаты исследования

Рахмановский габбро-гранитовый комплекс (D₁₋₂) объединяет большое количество массивов в пределах Холзуно-Чуйской зоны на юге Горного Алтая и на сопряженных территориях Казахстана и Китая. В составе комплекса Алтайской серийной легендой предлагается выделять [4] три фазы внедрения: порфириовидные биотитовые, иногда амфиболсодержащие меланограниты и гранодиориты первой фазы, порфириовидные крупнозернистые биотитовые граниты второй фазы, биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые лейкограниты третьей фазы, что в настоящий момент недостаточно подтверждено геологическими наблюдениями.

Преобладающие гранодиориты характеризуются среднезернистой или крупнозернистой, иногда слабопорфириовидной структурой, часто неоднородной текстурой из-за присутствия в них более меланократовых участков и в различной степени переработанных более основных пород и реститов не доплавленных изверженных пород, что указывает на их I тип гранитоидов. Массив представляет собой интрузивное штокообразное тело площадью более 15 км², прорывающее венд-кембрийские отложения горноалтайской серии. В геологической литературе этот массив известен как Рахманский батолит.

Минеральный состав гранодиоритов характеризуется резким преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом и присутствием в повышенных количествах роговой обманки и биотита с подчиненным количеством мусковита, при этом неравномерное распределение темноцветных и акцессорных минералов, представленных апатитом, цирконом, магнетитом и сфеном, придает микротекстуре пород такситовый облик. Гранитоиды главной фазы доминируют в большинстве массивов комплекса, слагая, в частности, Тальменский массив,

расположенный на западе общего ареала развития массивов рахмановского комплекса в периферической части Верхне-Катунского блока, в непосредственной близости от Берельского (Южно-Алтайского) разлома правосдвиговой кинематики северо-западного направления и прорывающий терригенные отложения среднекембрийско-раннеордовикской горноалтайской серии и ордовикской бируксинской свиты. Данный массив имеет округленно-клиновидную форму с удлинением в запад-северо-западном направлении и значительные размеры. По данным Ю.С. Перфильева [1963], массив имеет однородное, простое внутреннее строение, являющееся результатом однофазного формирования, и сложен неравномернозернистыми, слабопорфировидными биотитовыми гранитами, фациально переходящими в двуслюдяные и мусковитовые более лейкократовые разности. Породы Тальменского массива характеризуются значительным развитием кислого плагиоклаза (обычно олигоклаза), микропегматитовых кварц-микроклиновых сростаний и доминированием биотита в качестве темноцветного минерала. *Рахмановский петротипический массив* имеет сложные ограничения с погружением кровли в средней части, занимает преимущественно конкордантное положение среди терригенных отложений кембро-ордовика и значительной западной частью расположен на территории Казахстана при общей удлинённости в субширотном направлении. Меланограниты, в меньшей степени гранодиориты, относимые к первой фазе комплекса слагают северо-восточную и восточную части массива, породы южной части массива в подавляющем большинстве представлены среднезернистыми, порфировидными и слабопорфировидными биотитовыми гранитами. Кроме того, в южной части массива распространены лейкократовые средне-мелкозернистые разности гранитоидов с фациальными вариациями от существенно биотитовых гранитов до мусковитовых лейкогранитов, относимых В.И. Тимкиным с соавторами (1990) к породам второй фазы. Набор акцессорных минералов Рахмановского массива, наряду с широко распространенными цирконом, сфеном, ильменитом, гематитом, пиритом, апатитом, в ряде случаев – магнетитом, включает турмалин, молибденит, редко – рутил, флюорит, шеелит. В зоне крупных разломов породы массива приобретают директивную текстуру и рассланцовку,

в целом же характерен выдержанный вещественный состав и структурно-текстурный облик рахмановских гранитоидов. Постинтрузивные метасоматические изменения в гранитах Рахмановского массива проявлены довольно широко. По данным В.И. Тимкина, наряду с альбитизацией и грейзенизацией более площадного распространения, развиты алунит-цоизит-альбит-кварцевые метасоматиты с постепенными переходами к неизменным гранитам.

По данным предшественников химический состав гранитоидов рассматриваемого комплекса и Рахмановского петротипического массива характеризует их как высокоглиноземистые породы известково-щелочной серии нормальной щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6,61\%$ в меланогранитах и до $7,57\text{--}7,76\%$ в лейкогранитах при SiO_2 от 66,5 до 74–75%). От гранодиоритов к лейкогранитам наблюдается рост средних значений коэффициентов глиноземистости (1,03–1,19), калиевости (0,43–0,53) и аспаитности (0,62–0,73) при снижении известковистости (0,29–0,07) и относительно стабильных коэффициентах железистости (0,59–0,71) и окисленности железа (0,25–0,27). В целом, по геологическому положению, породному составу и петрогеохимическим показателям, включая содержания в меланогранитах массива Rb (335 г/т), Sr (122 г/т), Y (24,2), Nb (24 г/т), Zr (133 г/т), позволили отнести данные образования к палингенным гранитоидам известково-щелочной серии (синколлизийные граниты S-типа) и к гранитовой формации инверсионной стадии развития складчатых областей [3].

Возраст рахмановского комплекса достаточно однозначно не определяется. Относительно достоверно устанавливается его верхняя возрастная граница по прорыванию гранитоидов дайками урскульского габбро-долеритового комплекса. Имеющиеся изотопные датировки (U/Pb методом по цирконам) имеют значительный разброс: 371–389 млн лет (Тимкин и др., 1990), 389 ± 50 , 375 ± 11 и 324 ± 4 млн лет [3]. Кроме того, из южной части Рахмановского батолита Rb-Sr методом получен возраст $420 \pm 7,7$ млн лет. По данным А.В. Плотникова и Н.Н. Крука, возраст S-гранитов рассматриваемого комплекса соответствует границе среднего и позднего девона (380 млн лет). Для массивов Ханас, Хему, Юифенг, относящихся к рахмановскому комплексу, на территории Китая приводятся уран-свинцовые определения возраста по

циркону от 393 до 419 (с магматическим пиком в 400 млн лет) [5]. Логично рассматривать возраст комплекса как ранне-среднедевонский.

По нашим данным, в составе рахмановского комплекса выделяются 5 фаз внедрения в гомодромной последовательности: 1 – габбро, 2 – диориты, кварцевые диориты, 3 – гранодиориты, 4 – граниты и меланограниты, 5 – лейкограниты.

Габбро встречаются в виде отдельных небольших ксеноблоков, выведенных на поверхность по разломам в восточной части Рахмановского массива. По внешнему виду это черно-зеленые массивные породы. Структура пород – мелкозернистая, микропойкилофитовая. Породы состоят из роговой обманки – 50%, плагиоклаза – 40% и кварца – 10%. Роговая обманка – зеленая, образует гипидиоморфные зерна размером от 0,5 до 3–4 мм по удлинению. Наиболее крупные зерна роговой обманки характеризуются наименьшим идиоморфизмом. В центральных частях их крупных зерен иногда наблюдаются реликты клинопироксена. Плагиоклаз – основной (лабрадор № № 55–59), представлен слабовытянутыми идиоморфными зернами, размер которых варьирует от 0,5 до 2 мм. Практически все зерна обладают нормальной зональностью, многие полисинтетически сдвойничены. Кварц – образует ксеноморфные, как правило, мозаичные или разблокированные зерна, заполняющие интерстиции между плагиоклазом и роговой обманкой. Ведущие акцессорные минералы представлены апатитом и магнетитом.

Кварцевые диориты мало распространены. Они встречаются в виде отдельных небольших выходов и, по всей видимости, представляют собой одну из ранних фаз рахмановского комплекса. Местами в этих породах встречаются ксенолиты габбро. Кварцевые диориты представляют собой слабо гнейсовидные или массивные породы серо-зеленого цвета. Примечательной особенностью является отсутствие роговой обманки. Единственным темноцветным минералом является биотит. Структура пород – среднезернистая, гипидиоморфно-зернистая. Минеральный состав: биотит – 25%, плагиоклаз – 45–65%, микроклин – 10–15%, кварц – 10–15%. Акцессорные минералы – апатит, магнетит. Биотит – бурозеленый, образует гипидиоморфные листочки и чешуйки размером от 1 до 3 мм по удлинению. Плагиоклаз – средний по

составу (андезин № № 34–42), представлен идиоморфными вытянутыми кристаллами, размер которых варьирует от 1–2 до 4–6 мм по удлинению. Микроклин образует ксеноморфные пелитизированные зерна размером 1–4 мм. Кварц – ксеноморфен и, как правило, разбит на блоки, перекристаллизован и имеет волнистое и блоковое погасание.

Габброиды ранних фаз рахмановского комплекса характеризуются умеренными концентрациями титана и фосфора, что их роднит с базальтами, обычно встречающимися в известково-щелочных сериях островных дуг и активных континентальных окраин. Однако для рассматриваемых пород характерны низкие содержания глинозема, высокая (до 10%) магнезиальность и повышенные содержания щелочей (0,8–1,3 мас. % K_2O), типичные для субщелочных серий. Редкоэлементный состав габброидов также типичен для субщелочных пород (высокие содержания Rb, Y, повышенные – Zr, Hf, легких РЗЭ). Вероятнее всего, рассматриваемые породы сформированы в результате плавления комбинированного источника (деплетированная мантия + обогащенная подлитосферная мантия). Гранитоиды рахмановского комплекса по соотношениям петрогенных компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , CaO, Na_2O , K_2O) отвечают породам известково-щелочного ряда (индекс Шенда стабильно меньше единицы, даже в завершающих фазах). Вместе с тем, по сравнению с типичными известково-щелочными гранитоидами I-типа, эти породы характеризуются повышенными содержаниями глинозема, калия, относительно низкими концентрациями кальция, что находит свое отражение в минеральном составе пород (отсутствие кальций-содержащих темноцветных минералов на уровне кремнекислотности, отвечающем кварцевым диоритам). Таким образом, по петрохимическому составу породы рахмановского комплекса являются промежуточными между гранитами I- и S-типов [1]. Анализ геохимического состава гранитоидов подтверждает этот вывод. Породы рахмановского комплекса имеют повышенные, относительно стандартных известково-щелочных гранитоидов, содержания литофильных компонентов (в гранодиоритах – до 50 г/т Li, до 210 г/т Rb, до 8 г/т Cs, в гранитах до 65; 370 и 13 г/т соответственно).

Представительные анализы пород рахмановского комплекса представлены в таблице.

Представительные анализы пород рахмановского комплекса
(оксиды – мас. %, микроэлементы – в г/т)

Номера проб	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	48,7	65,49	70,45	70,88	72,56	74,3	76,5
TiO ₂	0,61	0,53	0,36	0,32	0,30	0,31	0,15
Al ₂ O ₃	15,70	16,38	14,87	14,96	14,18	14,3	13,3
Fe ₂ O ₃	8,38	4,33	2,55	2,49	1,84	2,1	1,84
MnO	0,20	0,08	0,06	0,07	0,05	0,1	0,03
MgO	11,03	1,76	0,95	0,88	0,53	0,52	0,31
CaO	8,05	3,04	1,50	1,84	0,80	0,9	0,71
Na ₂ O	1,97	3,65	3,27	4,44	2,67	3,2	3,28
K ₂ O	1,35	2,74	4,65	2,60	5,61	1,3	4,41
P ₂ O ₅	0,07	0,28	0,21	0,13	0,23	0,1	0,05
п.п.п.	3,05	1,13	0,97	1,12	0,90	0,8	0,4
Сумма	99,34	99,29	99,87	99,72	99,66	99,8	99,9
Li	36	61	46	29	19	20	23
Rb	63,3	169	335	175	190	130	135
Cs	3	8	9	5	8	9	10
Be	1	1	4	2	3	3,5	3,6
Sr	174,3	146	122	127	87	125	99
Ba	170	150	230	110	430	590	32
Y	25	28,8	24,2	35,5	45	15	31
Zr	64,5	125	133	159	155	123	180
Nb	4,42	21,2	24	16,2	14,5	11	12
La	6,7	26	41	40	36	27	26
Ce	18	60	86	88	91	56	55
Pr	11,5	7,2	6,6	6,5	6,6	7	6,9
Nd	13	27	47	48	52	25	28
Sm	4,1	5,4	9,5	10	14	4,8	6,5
Eu	0,82	0,95	0,88	0,78	0,73	0,7	0,7
Gd	9,6	8,8	6,1	5,7	5,8	6,2	6,3
Tb	0,83	0,63	0,79	0,8	1,2	0,65	1,15
Dy	8,3	8,2	5,5	5,6	4,5	3,8	7,3
Ho	1,6	1,7	1,1	1,2	1,0	0,8	1,5
Er	4,2	4,5	3,1	2,9	2,4	2,2	4,3
Tm	0,55	0,7	0,5	0,45	0,41	0,33	0,6
Yb	2,3	1,7	1,4	1,6	1,8	2,1	4,3
Lu	0,33	0,24	0,2	0,3	0,28	0,32	0,7
Ta	0,45	1,5	2,3	1,8	2	1,3	1,01
Hf	2,3	5,1	4,4	4,7	5,1	4,6	6,5
U	1,2	4,5	4,4	4,6	8,4	3,3	1,9
Th	2,8	12	26	28	30	28,5	12,5
Sc	35	11	7,1	6,6	4,8	2,2	1,2
Cr	340	23	23	28	23	8,7	3,4
Ni	158	23	15	7	11	5	3
Co	33	10	33	7	3	3	3
ASI	1,38	1,93	1,58	1,68	1,58	2,65	1,58

Примечание. Анализы выполнены: силикатный анализ на главные компоненты в Лаборатории Западно-Сибирского Испытательного Центра (г. Новокузнецк); микроэлементы – в лаборатории ИМГРЭ (г. Москва) методом ICP-MS. 1 – габбро, 2 – гранодиорит, 3 – 5 – граниты, 6–7 – лейкограниты. ASI – молекулярные отношения Al₂O₃ к (CaO + Na₂O + K₂O).

По соотношению Al_2O_3 к сумме $(CaO + Na_2O + K_2O)$ все породы рахмановского комплекса относятся к пералюминиевому типу, так как значения указанного отношения превышают пороговое значение 1,0.

На диаграмме соотношений

$$Al_2O_3/(N_2O + K_2O) - Al_2O_3/(N_2O + K_2O + CaO)$$

все породные типы попадают в поле пералюминиевых гранитоидов, а на диаграмме

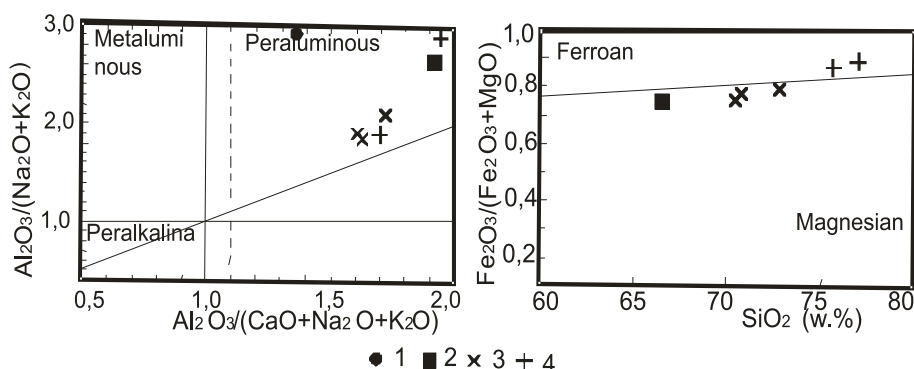


Рис. 1. а – диаграмма $Al_2O_3/(N_2O + K_2O) - Al_2O_3/(N_2O + K_2O + CaO)$ по [7] и б – диаграмма $SiO_2 - Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + MgO)$ по [6] для пород рахмановского комплекса: 1 – габбро; 2 – гранодиориты; 3 – граниты; 4 – лейкограниты

На диаграмме $(La/Yb)_N - (Yb)_N$ породы рахмановского комплекса попадают в разные тренды плавления первичного источника (рис. 2).

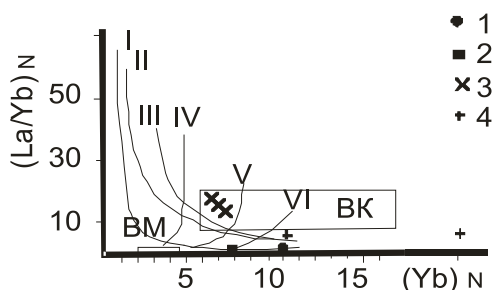


Рис. 2. Диаграмма $(La/Yb)_N - (Yb)_N$ для пород рахмановского комплекса.

Тренды плавления различных источников:

- I – кварцевые эклогиты; II – гранатовые амфиболиты; III – амфиболиты;
- IV – гранатосодержащая мантия, с содержанием граната 10%;
- V – гранатосодержащая мантия, с содержанием граната 5%;
- VI – гранатосодержащая мантия, с содержанием граната 3%; VM – верхняя мантия; BK – верхняя кора. Остальные условные см. на рис. 1

Выводы

Таким образом, гранитоиды рахмановского комплекса формировались при плавлении различных источников нижней коры, верхней коры и мантии и последую-

$SiO_2 - Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + MgO)$ все породы попадают в поле магнезиальных, кроме лейкогранитов, которые локализуются в поле железистых пород (рис. 1). Габбро и гранодиориты попадают на тренд плавления кварцевого эклогита, граниты занимают среднее положение между трендами плавления гранатосодержащей мантии с различными концентрациями граната (5 и 10%). Лейкограниты тяготеют к тренду плавления гранатового амфиболита.

щего смешения мантийных и коровых выплавов. Подобные коровые расплавы могут возникать в результате термальной релаксации в нижней коре с плавлением кварцевых эклогитов и гранатовых амфиболитов LL – обогащённого мантийного клина, а мантийно-производные компоненты таких магм – за счёт плавления деплетированной мантии в результате адиабатической декомпрессии в верхней мантии с участием большого количества летучих компонентов [2]. Их следует рассматривать I типом пералюминиевым. Высокая глинозёмистость пород комплекса обусловлена участием коровой составляющей.

Список литературы

1. Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Крук Н.Н. и др. Изотопное датирование рудоносных магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области для ГОСГЕОЛКАРТЫ-1000. – Новосибирск, 2002. – 450 с.
2. Гусев А.И., Гусев Н.И. Магмо-флюидодинамическая концепция эндогенного рудообразования на примере Горного Алтая и других регионов // Региональная геология и металлогения. – 2005. – № 23. – С. 119–129.
3. Туркин Ю.А., Федак С.И. Геология и структурно-вещественные комплексы Горного Алтая. – Томск: STI, 2008. – 460 с.
4. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «ГЕО», 2000. – 188 с.
5. Cai K., Sun M., Yuab Ch. et al. Prolonged magmatism, juvenile nature and tectonic evolution of the Chinese Altai. // Lithos. – 2011. – Vol. 127. – P. 261–281.
6. Frost B.R., Barnes C.C. et al. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks // Journal of Petrology. – 2001. – Vol. 42. – P. 2033–2045.
7. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geological Soc. America Bulletin. – 1989. – Vol. 101. – P. 635–643.