

УДК 622.248. 3/4:7.021.2

**АНОРОГЕННЫЕ ГРАНИТЫ
ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА:
СОСТАВ, ПЕТРОГЕНЕЗИС, МИНЕРАГЕНИЯ**

Рыкус М.В.

*Уфимский государственный нефтяной технический университет, г. Уфа
e-mail: RykusMihail@yandex.ru*

Сначев В.И., Бажин Е.А.

Институт геологии Уфимского научного центра РАН (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа

Аннотация. В статье рассмотрены геологическое строение, состав, петрогенезис и минерагения гранитных массивов западного склона Южного Урала. Показана их принадлежность к анорогенным интрузиям внутриплитных обстановок. В Уралтауской мегазоне выявлены два потенциально продуктивных типа анорогенных гранитов: 1) фтористые редкометальные лейкократовые граниты с геохимической специализацией на ниобий, уран, торий, бериллий и рудными концентрациями тантала, и 2) пегматоидные хрусталоносные мусковитовые граниты.

Ключевые слова: континентальный рифт, граниты А-типа, лейкограниты, поздний протерозой, мегазона, Южный Урал, пегматит, редкометальная минерализация

На западном склоне Южного Урала известны сравнительно небольшие тела гранитов, обладающие чертами сходства с анорогенными кислыми интрузивами А-типа, характерными для континентальных рифтовых зон и внутриплитных обстановок. В ассоциации с нормальными гранитами встречаются лейкократовые граниты, содержащие повышенные концентрации молибдена, ниобия, тантала, урана, тория, фтора и бериллия, что предопределяет повышенный интерес к их изучению и прогнозной оценке. Граниты А-типа отличаются разнообразием вещественного состава и по времени отвечают основным этапам позднепротерозойской рифтогенной активизации, сопровождаемой проявлениями магматизма как корового, так мантийно-корового и мантийного источников.

В последние годы многими исследователями, в том числе и авторами, был накоплен обширный аналитический материал по вещественному составу гранитов западного склона Южного Урала, позволяющий оценить геодинамические условия выплавления и особенности минерагении интрузивных массивов. Результаты обобщения и систематизации этого материала излагаются в настоящей статье.

Геологическое положение

Западный склон Южного Урала представляет собой пассивную палеоконтинентальную окраину, заложившуюся на периферии неоднократно переработан-

ного архейско-раннепротерозойского фундамента Восточно-Европейской платформы. В его строении большую часть занимают области допалеозойского осадконакопления, представленные в современной структуре Центрально-Уральской и Уралтауской мегазонами, к которым приурочены проявления гранитного магматизма (рис. 1).

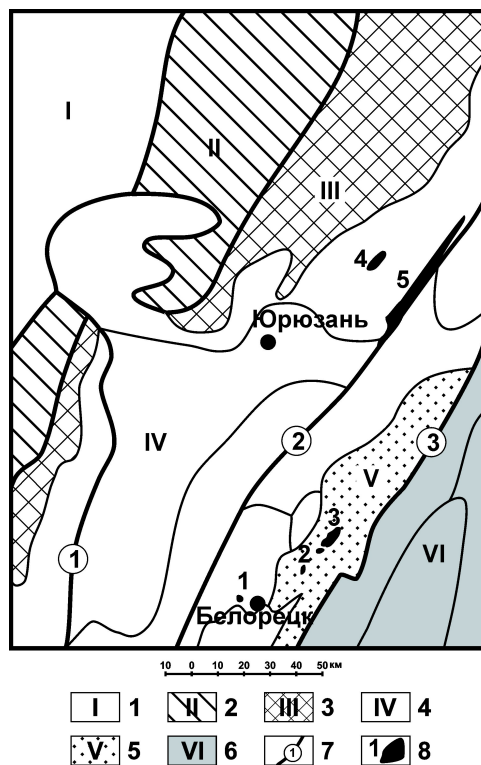


Рис. 1. Геологическая схема расположения гранитных массивов западного склона Южного Урала (составлена по материалам В.И. Козлова, А.А. Макушина, В.В. Шалагинова)

Условные обозначения:

- 1 – Восточно-Европейская платформа; 2 – Предуральский краевой прогиб;
 3 – Западно-Уральская мегазона; 4 – Центрально-Уральская мегазона;
 5 – Уралтауская мегазона; 6 – Магнитогорская мегазона;
 7 – разломы: 1 – Зильмердакский, 2 – Зюраткульский, 3 – Главный Уральский;
 8 – гранитные массивы: 1 – Ахмеровский, 2 – Мазаринский, 3 – Барангуловский,
 4 – Бердяушский, 5 – Рябиновский

В пределах **Центрально-Уральской мегазоны**, сложенной позднедокембрийскими отложениями, гранитные массивы расположены в двух линейных блоках разделенных Зюраткульским разломом. В западном блоке, включающем Бердяушский массив гранитов-рапакиви, вмещающие позднепротерозойские отложения слабо деформированы и подвержены лишь катагенетическим изменениям. В восточном блоке, где локализованы Ахмеровский и Рябиновский гранитные массивы, широко распространены кристаллические комплексы пород, испытавшие

зональный термобарический метаморфизм и деформации в конце позднего протерозоя [9].

В разрезе мегазоны выделяются два структурных этажа: архейско-раннепротерозойский (дорифейский) и рифейско-кембрийский, отвечающие крупнейшим этапам тектонического развития платформенной континентальной коры со свойственными им наборами формационных комплексов отложений и геодинамическими обстановками.

Древнейшие образования архейско-раннепротерозойского этажа, представленные гранулитовым тараташским комплексом, по составу и степени метаморфизма сопоставимы с карелидами Восточно-Европейской платформы. По геофизическим данным они непрерывно прослежены в основании Центрально-Уральской мегазоны вплоть до Главного Уральского разлома.

Вулканогенно-осадочные и осадочные ассоциации рифейско-кембрийского этажа, выделяемые в качестве верхнепротерозойского стратотипа, с угловым и стратиграфическим несогласием перекрывают подстилающий фундамент и представляют собой полные седиментационные циклы в составе бурзянской, юрматинской и каратауской серий. Каждый цикл начинается базальными грубообломочными отложениями и заканчивается тонкозернистыми терригенными и терригенно-карбонатными образованиями. В основании циклов присутствуют субщелочные вулканиты с индикаторными признаками рифтогенных континентальных обстановок, указывающие на активную фазу разрыва континентальной коры и заложение щелевой внутрикратонной рифтовой структуры. Перекрывающие их отложения, в которых сочетаются черты континентальных и мелководно-морских фаций, свидетельствуют о прогрессирующем пострифтовом погружении земной коры и образовании неглубокой бассейновой впадины.

Офиолитовые комплексы в составе рифейских разрезов мегазоны отсутствуют, а плутонические ассоциации габброидов и гранитов, синхронные с главными рубежами седиментационных циклов, близки по петро-геохимическим особенностям к таковым стабильных консолидированных структур платформенного типа.

Уралтауская мегазона, к северной части которой приурочен Барангуловский габбро-гранитный комплекс, занимает краевую область палеоконтинентального сектора Южного Урала. С запада и востока она граничит по надвиговым разломам с палеозойскими структурами соответственно Зилаирской и Магнитогорской мегазон.

В области сочленения названных структур с Уралтауской мегазоной допалеозойские и палеозойские образования пространственно совмещены и находятся в сложных структурных соотношениях, предполагающих неоднократное тектоническое перемешивание разновозрастных комплексов. Слабое фаунистическое обоснование палеозойских толщ и схожесть их литологического состава с допалеозой-

скими отложениями, затрудняют надежное стратиграфическое расчленение разреза Уралтауской мегазоны. В ряде работ допускаются различные трактовки не только возрастной последовательности залегания отдельных свит, но и их латеральных соотношений [8]. Недавно полученная позднерифейская датировка возраста Барангуловского гранитного массива [7] подтверждает наличие позднепротерозойских комплексов пород как минимум в обрамлении прорывающего их интрузива и позволяет рассматривать северное замыкание Уралтауской мегазоны как возрастной аналог Центрально-Уральской мегазоны. На период палеозойского развития Южного Урала северная часть Уралтау могла выступать в роли древнего срединного массива, разделявшего Зилаирский и Магнитогорский прогибы. В ходе позднепалеозойской коллизии срединный массив был частично перекрыт надвинутыми на него из смежных прогибов палеозойскими отложениями.

Петрография и возраст

Ахмеровский массив образует в южной части Центрально-Уральской мегазоны два небольших (до 0,1 км²) крутопадающих штокообразных тела гранитов, прорывающих отложения нижнерифейской кызылташской свиты. Эти тела, по видимому, представляют собой апофизы более крупного интрузива, залегающего в архейско-нижнепротерозойском основании.

Становление массива сопровождалось контактово-термальными преобразованиями, образующими ореол шириной от 10 до 50 м. В эндоконтакте граниты обогащены биотитом, эпидотом и амфиболом, присутствуют маломощные пегматитовые прожилки, состоящие из слюд и полевых шпатов. Вмещающие слюдисто-кварц-карбонатные сланцы в экзоконтакте интрузивного массива превращены в кварц-эпидот-актинолитовые, актинолит-полевошпатовые и актинолитовые роговики, нередко проявлена гидротермальная кварцево-жильная минерализация. В карбонатных породах отмечается слабое скарнирование с образованием высокотемпературного везувиан-гранат-диопсидового минерального парагенезиса.

Граниты мелкозернистые, массивной и гнейсовидной текстуры, состоят из переменных количеств калиевого полевого шпата (микроклин 30 - 60 %), плагиоклаза (альбит-олигоклаз 10 - 30 %), кварца (10 - 30 %), биотита (до 10 %), присутствуют циркон, апатит, рутил, сфен, гранат [1]. В целом по минеральному составу породы отвечают стандартным составам гранитов нормального ряда.

Датирование гранитов Pb-Pb термо-ионным методом (TIMS) по цирконам дало две группы возрастов: 970±10 млн. лет и 1350±10 млн. лет [18]. Первая датировка была принята за время кристаллизации гранитов, а вторую авторы увязали с аллохтонными цирконами, захваченными из субстрата при выплавлении гранитов. Позднее в работе [6] была приведена новая U-Pb датировка ахмеровских гранитов по единичным цирконам – 1381±23 млн. лет (SIMS SHRIMP II), которая отнесена к нижнерифейскому времени кристаллизации интрузивных пород.

Рябиновский массив, приуроченный к зоне сочленения отложений бурзянской и юрматинской серий, залегает в породах кувашской свиты и образует вытянутое в северо-восточном направлении тело размером 50 x 1 км, ограниченное с запада Зюраткульским разломом. Гранитоиды представлены светло-зеленоватыми мелкозернистыми катаклазированными и рассланцованными породами. Текстура чаще линзовидно-полосчатая как у гранитных мигматитов, с хорошо различимыми очковыми обособлениями лейкократового кварц-полевошпатового материала, окруженного более меланократовыми агрегатными сростками мусковит-хлорит-магнетит-биотитового состава. Переходы от микропегматитовых гранитов к вмещающим сланцам кувашской свиты постепенные, что, по-видимому, объясняется приконтактовыми метасоматическими изменениями сланцев и их гранитизацией. Кроме основной разновидности гранитов в составе Рябиновского массива встречаются жильные тела натровых гранитов, плагิโอгранит-порфиров, кварцевых монцонитов, граносиенитов, гранодиоритов, диабазов.

В микропегматитовых гранитах почти весь кварц находится в графических прорастаниях с К-На полевым шпатом. Полевой шпат представлен обычно неправильными субтаблитчатыми зернами с весьма переменчивыми соотношениями составов – от КПШ-пертита через мезопертит до антипертита. Вростки К-фазы весьма неправильной формы, часто образуют прожилковые, четковидные или таблитчатые агрегаты, указывающие на формирование полевого шпата в гипабиссальной обстановке при быстром охлаждении и разделении на К и Na фазы.

С востока на запад в гранитах происходит уменьшение количества зерен и объема в них микропегматитовых вростков кварца в полевом шпате. В этом же направлении отмечается появление самостоятельных крупных кварцевых зерен, вмещающих полевые шпаты. Темноцветные минералы представлены прожилково-гнездовым тонкочешуйчатым агрегатом зеленовато-бурого биотита; в западной части, наряду с нормальным амфиболом, встречаются радиально-лучистые гнездовые выделения зеленовато-синего щелочного амфибола. Среди аксессуариев отмечаются ильменит с каймой лейкоксена, циркон, апатит, сфен.

Возраст гранитов, определенный Рb-Рb методом по цирконам, равен 1386 ± 34 млн. лет [13], что совпадает с возрастом цирконов из габбро близ расположенного Копанского массива и в целом укладывается в интервал времени заложения среднерифейского рифта в Центрально-Уральской мегазоне.

Бердяушский массив, представленный габбро, гранитами-рапакиви, сиениитами, образует хорошо выраженное в рельефе вытянутое в северо-восточном направлении тело овальной формы размером 10 x 3 - 3,5 км.

Известно два варианта рисовки геологического строения массива, первый и наиболее распространенный из которых принадлежит А.Н. Заварицкому [5], а второй – В.А. Тимескову [12]. Нами принимается третий вариант, явившийся

результатом крупномасштабного картирования, выполненного совместно с сотрудниками Саткинской геологосъемочной партии [11].

По данным полевых наблюдений массив отличается от типичных представителей формации гранитов-рапакиви, для которых характерно резкое преобладание в их составе гранитов группы рапакиви, как раз обратным соотношением объема гранитов и всех остальных масс габброидных и гибридных разновидностей сиенодиоритового состава. Граниты-рапакиви слагают не более 10 - 20 % площади Бердяушского массива.

Детальное геологическое картирование выявило более сложную внутреннюю неоднородность вещественного состава, чем это представлялось ранее (рис. 2).

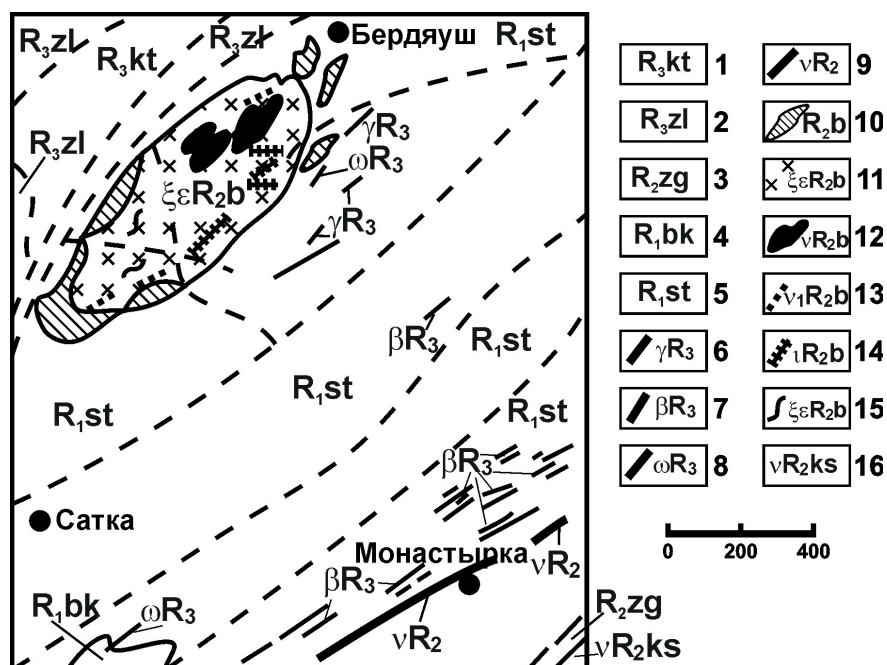


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Бердяушского массива и его обрaмления.

Условные обозначения:

- 1-5 – стратиграфические подразделения: 1 – катавская свита, 2 – зильмердакская свита, 3 – зигальгинская свита, 4 – бакальская свита, 5 – саткинская свита;
 6 – дайки кварцевых порфиров и гранит-порфиров;
 7 – дайки диабазов, габбро-диабазов нормальной щелочности и щелочные;
 8 – пикриты, пикродиабазы, 9 – габбро, нориты, габбро-пироксениты;
 10-15 – бердяушский комплекс: 10 – граниты-рапакиви, 11 – гибридные породы сиенодиоритового состава, 12 – габброиды, монцогаббро, 13 – жильные граниты биотит-амфиболовые, лейкократовые, 14 – жильные сиениты амфиболовые нормальной щелочности и трахитоидные, 15 – нефелиновые сиениты;
 16 – габбро, габбро-амфиболиты кусинского комплекса

Крупнозернистые граниты-рапакиви типа выборгита, реже петерлита в их классическом понимании, как оказалось, слагают лишь внешнюю (и скорее всего не непрерывную) довольно маломощную кайму массива шириной до 0,5-1,0 км, увеличивающуюся к северо-восточному и юго-западному окончаниям массива. Основной объем центральной части массива сложен гетерогенными метасоматическими породами гибридного состава, в которых в той или иной степени удается выделить по аналогии с мигматитами две составляющие: исходный субстрат (палеосому) и новообразования порфириовидного полевого шпата, иногда кварца (неосому), в целом отвечающие составу сиенитов-сиенодиоритов, реже диоритов.

Исходный субстрат представлен в различной степени подвергнутыми метасоматической перекристаллизацией и гранитизацией мелко-среднезернистыми породами первично габбрового состава, имеющими теперь облик в зависимости от степени переработки от кварцевого сиенита-сиенодиорита до габбро-диоритового-габбрового состава. Причем, объем габбрового материала в первичном субстрате явно имел доминирующее значение и сохранился в основном в восточной части массива, что подтверждается наличием интенсивной положительной аномалии силы тяжести под северо-восточной половиной массива и более часто встречающимися на поверхности обширными выходами или высыпками пород габбрового состава.

Переходы между габбро, гибридными сиенодиоритами и гранитами-рапакиви совершенно постепенные, метасоматические. Не вызывает также сомнения метасоматический генезис основной части гибридных сиенодиоритов и контактирующих с ними гранитов-рапакиви, явно образующихся по габброидам в результате их мощного прогрева и метасоматического преобразования под воздействием глубинных флюидов, обусловивших в дальнейшем появление гранитов-рапакиви.

Анализ проведенных исследований позволяет выделить ряд фаз (стадий) становления Бердяшского массива, как интрузивного, так и метасоматического характера.

В течение *первой фазы* произошло формирование так называемого субстрата, представленного среднезернистыми габброидами с хорошо проявленной офитовой структурой, относимыми к габбро-анортозитовой формации и, видимо, закончившимися формированием соответствующего комплекса жильных дериватов (“догранитные” жилы габбро-диабазов). В результате последующей метасоматической переработки первичных габброидов образовалась целая серия переходных разностей пород: монцогаббро–монцогаббродиориты–монцодиориты–кварцевые монцониты. Наиболее распространенными петротипами являются монцодиориты и кварцевые монцониты, реже встречаются габбро, монцогаббро и монцогаббродиориты.

По данным Б.Н. Аулова (2002) монцодиориты, кварцевые монцониты, монцогаббродиориты, монцогаббро характеризуются постоянным присутствием ре-

ликтовых меланократовых обособлений гранобластового строения, обогащенных идиоморфным амфиболом, а также габброидных и лейкократовых включений монцонитового облика. Наблюдается постепенное замещение офитовой структуры на гранобластовую и порфириовидную, с участками коррозионной и микропегматитовой. Пироксен замещается буро-зеленым амфиболом и коричневатым биотитом с образованием гнезд густо-зеленого гастингсита, сине-зеленого щелочного амфибола, реже эгирина, а на завершающих этапах – образованиями метасоматического перекристаллизованного агрегата бластического и гранобластового идиоморфного буро-зеленого амфибола в сростании с гранобластовым полевошпатовым агрегатом, в разных пропорциях сложенного олигоклазом (22 - 27) и калиевым полевым шпатом, с незначительным содержанием кварца (1 - 2 %). Наиболее часто встречается равное соотношение калиевого полевого шпата и плагиоклаза, характерное для монцонитов. Содержание амфибола закономерно уменьшается от 40 - 50 % в исходном габбро до 20 - 30 % в кварцевом монцоните и 5 -15 % в монцодиорите.

Со *второй фазой* связаны наиболее мощные метасоматические процессы, обусловленные глубинными флюидами, сопровождаемые региональным прогревом, перекристаллизацией и дебазификацией габбрового субстрата и образованием основной массы гибридных сиенодиоритов, их гранитизацией (образование крупнозернистых пегматоидных сиенитов и так называемых сиенитов фации рапакиви) и в конечном итоге приведшие к выплавлению небольших порций гранитов-рапакиви. Необходимо отметить, что большинство предыдущих исследователей ко второй фазе формирования Бердяшского массива относили граниты-рапакиви, а всю массу гибридных сиенодиоритов, сиенитов – к третьей завершающей фазе [5, 12]. Сиениты, щелочные сиениты, нефелиновые сиениты, кварцевые сиениты представляют собой однополевошпатовые породы, обладающие признаками гипабиссальных образований. В отличие от пород первой фазы моноклинный пироксен в них представлен не титан-авгитом, а эгиринсалитом, амфибол – высокожелезистым натровым гастингситом. Полевошпатовые овоиды в них отсутствуют.

В *третью фазу* образовались граниты-рапакиви, дайки гранит-порфиоров, лейкократовых гранитов.

По материалам Б.Н. Аулова (2002) граниты-рапакиви представляют собой крупнозернистые породы с коррозионной, порфиробластовой и часто катакластической структурами. Они имеют маргинационную структуру, представлены овоидами и таблицами (3-5 см) калиевого полевого шпата-пертита с каймой олигоклаза 27, агрегатами кварца различной формы (25 - 30 %), зеленовато-бурым амфиболом или темно-бурым биотитом. Характерно присутствие в олигоклазовой кайме микрографических вростков кварца, реже наблюдаются прорастания в ортоклазе, отчетливо проявлена калишпатизация. В небольшом количестве развиты вторичные минералы: эпидот, хлорит, цоизит, соссюрит, лейкоксен. Среди аксессуарных

минералов отмечаются магнетит, флюорит, циркон, сфен, ильменит, реже наблюдаются пирит, апатит, розовый гранат, барит, турмалин, молибденит.

Возраст пород Бердяушского массива определен А.А. Краснобаевым по аксессуарным цирконам и составляет 1350 ± 10 млн. лет [3]. Позднее С. Синдерн и др. [15] уточнили датировки нефелиновых сиенитов по единичным цирконам по U-Pb методу – $1368,4 \pm 6,2$ млн. лет. Близкая цифра – 1373 ± 21 млн. лет – получена Ю.Л. Ронкиным и др. в результате U-Pb датирования цирконов также нефелиновых сиенитов с помощью SHRIMP-II [14]. И, наконец, Ю.Л. Ронкин и др. [10] тем же методом датировали габбро Бердяушского массива – 1388 ± 28 млн. лет. Полученный возраст интерпретируется авторами как время внутриплитного магматизма и формирования гранитов-рапакиви, а также ассоциирующихся с ними пород. Примечательно, что полученные возрастные рубежи образования габбро – 1388 ± 28 млн. лет, кварцевых сиенит-диоритов – 1372 ± 12 млн. лет, нефелиновых сиенитов – 1373 ± 21 млн. лет и гранитов-рапакиви – 1369 ± 13 млн. лет [2] находятся в полном соответствии с описанной выше последовательностью становления Бердяушского массива.

Барангуловский габбро-гранит-лейкогранитовый комплекс объединяет Барангуловский габбро-гранитный и Мазаринский преимущественно гранитный массивы, а также более мелкие силлово-дайковые тела габброидов и габбро-диабазов. Интрузивный комплекс характеризуется гомодромной направленностью развития магматического очага, его многофазностью и последовательным проявлением основных, средних, кислых и ультракислых разностей пород.

В первую, наиболее раннюю фазу интродировали габброиды, представляющие собой продукты непосредственной кристаллизации основной магмы. Они составляют почти половину площади комплекса и нередко встречаются в виде ксенолитов в гранитах. Вслед за ними внедрялись кварцевые диориты, после которых следовала главная фаза гранитного магматизма, давшая основной объем слюдисто-микроклиновых гранитов и лейкократовых гранитов, за которыми инъецировала завершающая жильная серия гранитной фазы (аплиты и гранит-порфиры).

Граниты преимущественно массивные, средне-крупнозернистые с хорошо различимыми вкрапленниками плагиоклаза (15 - 60 %), кварца (15 - 50 %), калиевого полевого шпата (10 - 50 %), биотита (2 - 10 %), мусковита (5 - 40 %). Отмечается аксессуарная примесь апатита, флюорита, сфена, рутила, циркона, ильменита, анатаза, турмалина, монацита.

Лейкократовые граниты имеют близкий состав породообразующих минералов, но отличаются значительно меньшим количеством биотита (1 - 2 %) и существенно большей концентрацией первичного микроклина. Другой их особенностью является устойчивое присутствие флюорита, накапливающегося в мусковитизированных и альбитизированных разностях в количестве 2 - 3 %.

Абсолютный возраст пород Барангуловского массива, полученный изотопным уран-свинцовым методом по цирконам, составляет для габбро – 728 ± 8 млн. лет, гранитов – 723 ± 10 млн. лет [7], что позволяет относить интрузивный комплекс к верхнему рифею. Авторы отмечают полихронность цирконов Барангуловского массива и допускают более раннее образование габбро по сравнению с гранитами, что подтверждает принятую нами последовательность становления многофазного интрузива.

Геохимия

Ахмеровский массив.

Содержание петрогенных оксидов в рассматриваемых породах (табл. 1) типично для гранитов. Концентрации SiO_2 устойчиво высокие – от 73 до 74,5 %. Сумма щелочей $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – 6,5 - 7,5 %, при $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ больше 2. По величине суммарной щелочности граниты принадлежат к кислым породам щелочного, известково-щелочного и щелочно-известкового рядов (рис. 3).

Таблица 1. Средний химический состав гранитных массивов западного склона Южного Урала

| № п/п | SiO_2 | TiO_2 | Al_2O_3 | Fe_2O_3 | FeO | CaO | MgO | MnO | K_2O | Na_2O | P_2O_5 | ппп | Сумма |
|-----------|----------------|----------------|-------------------------|-------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|----------------------|-----------------------|------------------------|------|-------|
| 1 (22) | 74,13 | 0,14 | 12,8 | 0,75 | 0,83 | 0,8 | 0,4 | 0,02 | 5,9 | 3,5 | 0,03 | 0,5 | 99,8 |
| 2 (24) | 72,6 | 0,32 | 12,04 | 2,12 | 2,26 | 0,84 | 0,8 | 0,04 | 4,2 | 3,4 | 0,04 | 0,65 | 99,3 |
| 3 (30) | 73,5 | 0,25 | 12,7 | 0,85 | 1,3 | 1,2 | 0,7 | 0,03 | 3,9 | 4,0 | 0,05 | 0,8 | 99,3 |
| 4 (12) | 72,2 | 0,35 | 13,5 | 1,1 | 1,4 | 1,2 | 0,8 | 0,04 | 4,5 | 3,3 | 0,06 | 1,2 | 99,7 |
| 5 (3) | 73,78 | 0,31 | 13,16 | 2,65 | | 0,95 | 0,47 | 0,046 | 4,44 | 2,87 | 0,06 | | 98,74 |

Примечание: № 1 - 5 – гранитные массивы: 1 – Бердяушский; 2 – Рябиновский; 3 – Барангуловский; 4 – Мазаринский; 5 – Ахмеровский [4]. В скобках дано количество анализов.

Большинство разновидностей гранитов обладают повышенной железистостью (больше 0,8) и ложатся в область железистых петротипов (рис. 4). Высокожелезистые граниты умеренно обогащены глиноземом и по соотношению алюминия и щелочных металлов являются типично пералюминиевыми лейкократовыми породами (рис. 5). Для них характерны очень низкие содержания кальция (0,19 - 1,86 %), магния (0,4 - 0,6 %) и стронция (54 - 59 г/т). Все эти особенности, а также близость спектров распределения микроэлементов в породах к континен-

тальной коре [4] достаточно определенно указывают на принадлежность Ахмеровского массива к гранитам А-типа. Это подтверждается также высокими концентрациями таких индикаторных для анорогенных гранитов элементов как цирконий (591 - 653 г/т), ниобий (75 г/т), иттрий (49 г/т).

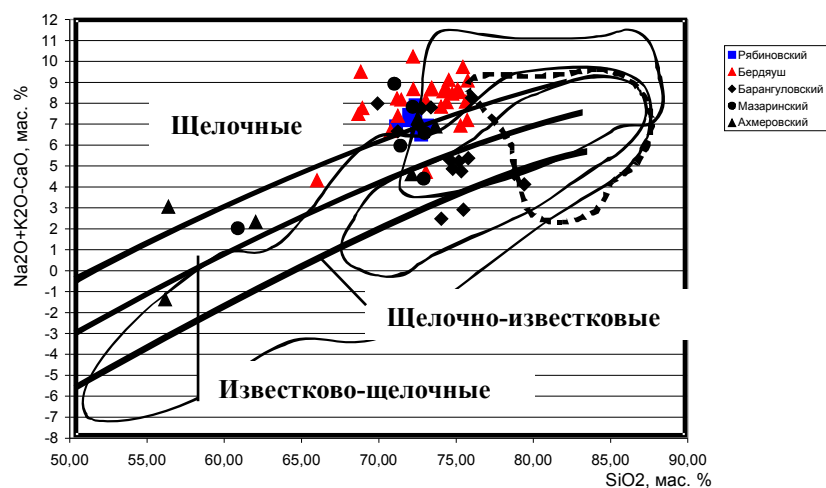


Рис. 3 Диаграмма $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO} - \text{SiO}_2$ [17] для гранитов западного склона Южного Урала

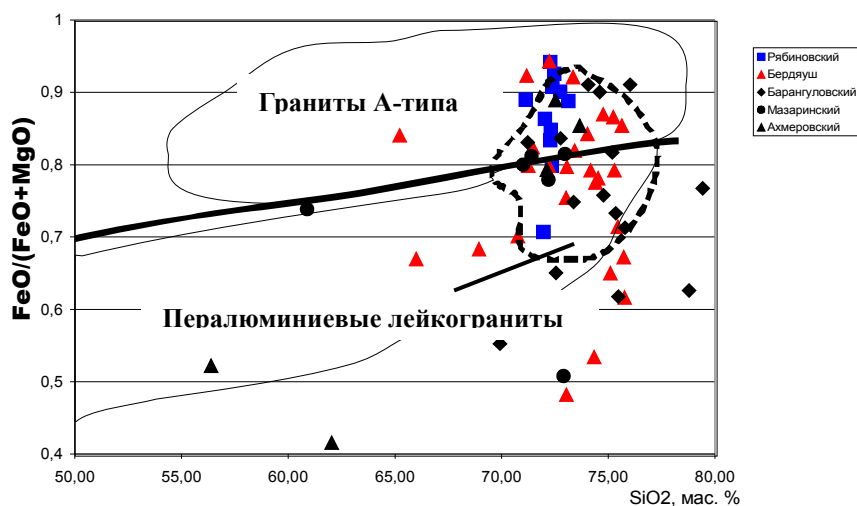


Рис. 4. Диаграмма $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ [17] для гранитов западного склона Южного Урала

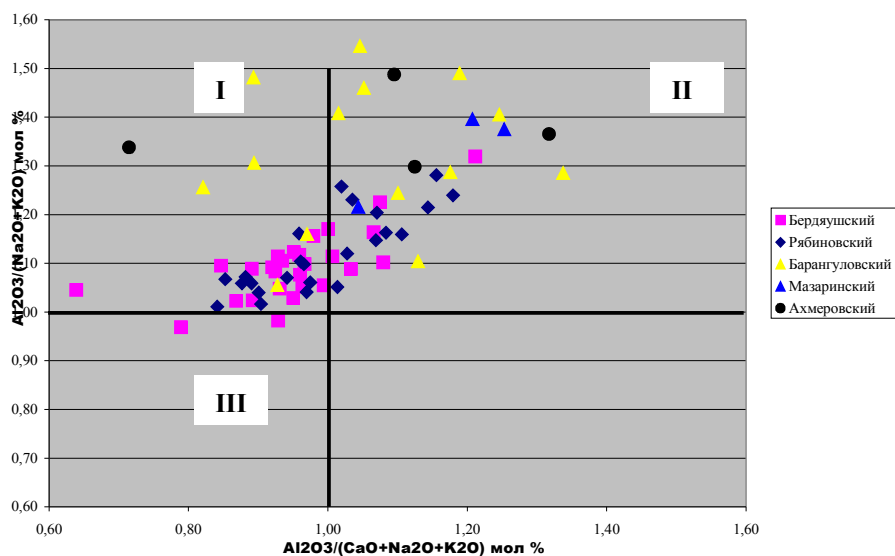


Рис. 5. Диаграмма A/NK – A/CNK для гранитов западного склона Южного Урала.

I-III – поля гранитоидов [20]:

I – металлюминиевые, II – пераллюминиевые, III - перщелочные.

Положение составов гранитов на дискриминационной диаграмме Y-Nb (рис. 6) указывает на внутриплитную природу массива, формировавшегося в условиях консолидированной континентальной коры, что также характерно для гранитов А-типа. Графики распределения редкоземельных элементов дают наклонный тренд от легких к тяжелым, с явно выраженным европиевым минимумом. Отношение порода/хондрит изменяется от 100 - 350 для лантана до 25 - 50 для лютеция (табл. 2). Характерно явное преобладание легких РЗЭ над тяжелыми, отношение La/Yb варьирует от 4 до 14, а La/Lu – от 24 до 84.

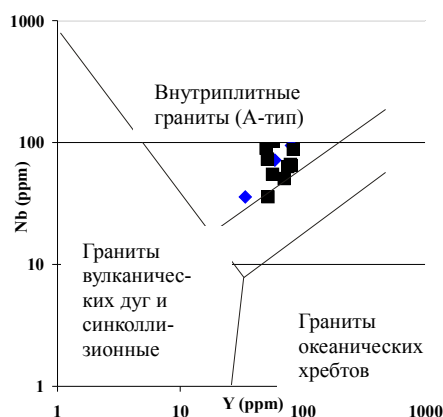


Рис. 6. Диаграмма Y - Nb [19] для гранитов Бердяушского и Рябиновского массивов. Квадратами обозначены граниты Рябиновского массива

Таблица 2. Средние содержания редкоземельных элементов в гранитных массивах западного склона Южного Урала

| № п/п | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu |
|-----------|-------|-------|------|-------|-------|------|-------|------|-------|------|------|------|------|------|
| 1 (12) | 99,6 | 182,5 | | | 19,44 | 6,36 | | | | | 6,36 | | 4,94 | 0,92 |
| 2 (12) | 28,79 | 54,88 | 6,42 | 25,53 | 6,78 | 0,8 | 8,43 | 1,32 | 7,89 | 1,82 | 5,36 | 0,84 | 4,9 | 0,88 |
| 3 (4) | 12,7 | 25,7 | 3,05 | 12,5 | 3,39 | 0,58 | 4,8 | 0,75 | 4,49 | 1,04 | 2,92 | 0,45 | 2,53 | 0,43 |
| 4 (2) | 54,7 | 123,2 | 16,5 | 64,9 | 12,8 | 1,8 | 11,05 | 1,75 | 10,05 | 2,05 | 5,6 | 0,85 | 5,9 | 0,9 |
| 5 (23) | 121,3 | 309 | 27,2 | 99,4 | 18,4 | 1,15 | 15,1 | 2,22 | 11,8 | 2,25 | 5,8 | 0,82 | 5,12 | 0,74 |

Примечание: № 1 - 5 – гранитные массивы: 1 – Рябиновский; 2 – Барангуловский; 3 – Мазаринский; 4 – Ахмеровский [4]; 5 – Бердяушский [10]. В скобках дано количество анализов.

Рябиновский массив.

Микропегматитовые граниты характеризуются концентрациями SiO_2 71,5 - 73,2 %, образуя два нечетких максимума содержаний в областях 71,5 - 72 и 73 - 73,2 %. На классификационной диаграмме (рис. 3) одна группа пород ложится в пограничную область между известково-щелочными и щелочными гранитами, а другая – в область щелочных гранитов. Сумма щелочей варьирует в пределах 7,6 - 8,6 % при явном преобладании калиевой щелочности ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 1,2 - 2,4) во всех разновидностях гранитов.

Гранитам свойственна повышенная железистость (0,83 - 0,94) при высокой восстановленности железа, что типично для ильменитовых серий. По показателю железистости большинство анализов гранитов ложится в область пералюминиевых лейкократовых гранитов А-типа (рис. 4).

Граниты низкоглиноземистые и по содержанию Al_2O_3 (11,3 - 12,3 %) сопоставимы с анорогенными лейкократовыми гранитами. По величине $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K})+\text{Ca}$ они принадлежат к двум разновидностям – металлюминиевым и пералюминиевым гранитам (рис. 5). Обе разновидности гранитов имеют низкие концентрации кальция (0,2 - 1,5 %), магния (0,1 - 1,4 %), стронция (17 - 43 г/т), при высоких содержаниях циркония (340 - 640 г/т), ниобия (63 - 103 г/т), иттрия (50 - 84 г/т), что также характерно для гранитов А-типа. Анорогенность рябиновских гранитов подчеркивается их сопряженностью со среднерифейской Кувашско-Машакской рифтовой системой, а также типично «внутриплитными» содержаниями в них таких элементов-индикаторов, как ниобий и иттрий.

Граниты имеют умеренно и слабофракционированные спектры РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}} = 8 - 12$, отличаются слабофракционированным спектром ЛРЗЭ ($(\text{La}/\text{Sm})_{\text{CN}} = 5 - 6$ и особенно ТРЗЭ ($(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{CN}} = 1 - 2$). Отмечается слабовыраженная положительная аномалия церия и отчетливая отрицательная аномалия европия.

По характеру распределения спектров РЗЭ рябиновские граниты не отличаются от гранитов внутриплитных консолидированных структур.

Бердяушский массив.

По химическому составу породы Бердяушского массива образуют практически непрерывный дифференцированный ряд, подтверждающий их генетическое единство и постепенность изменения минерального состава. От основных к кислым породам наблюдается последовательное уменьшение содержаний титана – от 2,6 до 0,1 - 0,2 %, суммы железа – от 8 - 16,8 % до 0,8 - 3-4 %, магния – от 6 - 11,8 % до 0,5 - 1,0 % и кальция – от 6 - 12 % до 0,6 - 1,6 % и возрастание – кремния от 41 - 49 % до 70 - 75 % и суммы щелочей – от 2,4 % до 7 - 9,3 %.

Граниты-рапакиви относятся к нормально щелочным и умеренно щелочным кислым породам (рис. 3). В наиболее лейкократовых разностях гранитов калий устойчиво доминирует над натрием (K_2O/Na_2O 1,2 - 2). На диаграмме (рис. 4) лейкократовые граниты отчетливо обособляются в две дискретные области, соответствующие умеренно железистым (0,7 - 0,8) и железистым (0,8 - 0,9) пералюминиевым гранитам А-типа. Для лейкократовых гранитов характерна высокая восстановленность железа.

В большинстве анализов отмечается повышенная глиноземистость гранитов (Al_2O_3 12 - 14 %) и их принадлежность к двум петрогенетическим типам – умеренно глиноземистым металюминиевым и высокоглиноземистым пералюминиевым. По значениям $Al/(Na+K)+Ca$ бердяушские граниты ничем не отличаются от кислых пород Рябиновского массива, что подчеркивается их общим положением на дискриминационной диаграмме (рис. 5).

Типоморфной особенностью состава гранитов является обедненность кальцием (0,4 - 1,2 %), магнием (0,1 - 0,6 %), стронцием (67 г/т), повышенная концентрация циркония (225 г/т), ниобия (38 г/т) и иттрия (61 г/т). В сочетании с повышенной железистостью и калиевой щелочностью пород это указывает на принадлежность гранитов к анорогенным геодинамическим обстановкам и наличие мощной консолидированной коры континентального типа.

По содержанию редких и РЗЭ граниты-рапакиви незначительно обогащены в сравнении с кларками La, Ce, Eu, Yb, Th, U, Sc, более значительно – Sm, Hf, Co, обеднены Lu, Cs, Ta, а в сравнении с жильными гранитами отличаются повышенными содержаниями Eu, Co и Sc (т.е. "мантийными" элементами). В ряду габбро-монцодиорит-гранит-рапакиви наблюдается резкое обогащение РЗЭ – La, Ce, Sm, Eu, Yb, Hf, Th и обеднение Co и Cr. По характеру распределения редкоземельных элементов граниты-рапакиви близки к классическим гранитам-рапакиви Финляндии, Швеции, Бразилии, США.

Барангуловский комплекс.

Граниты Мазаринского и Барангуловского массивов представляют собой группу пород с содержаниями SiO_2 от 70 до 73 %. По составу они хорошо сопоставимы с докембрийскими гранитами континентальной земной коры [8]. Большинство петрогенных оксидов в рассматриваемых породах – Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 , TiO_2 близки к норме, другие же – CaO , MgO подвержены незначительным колебаниям, отклоняясь в ту или иную сторону от нормативных показателей. Суммарное содержание щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 6,2 - 9,3 \%$) позволяет относить граниты к умереннощелочному - щелочному типам (рис. 3). В большинстве анализов устойчиво доминирует калиевый тип щелочности и граниты обладают весьма низкими значениями $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. Коэффициенты алкаитности в умереннощелочных гранитах составляют 0,47 - 0,53, возрастая до 0,6 - 0,66 у субщелочных разновидностей. Для гранитов отмечаются довольно устойчивые содержания глинозема и очень незначительные колебания в концентрациях железо-магнезиальных компонентов; по величине $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K})+\text{Ca}$ барангуловские граниты принадлежат к умеренно- и высокоглиноземистым разновидностям пород (рис. 5). Следует подчеркнуть, что, несмотря на низкую вариабельность содержаний железа, степень его окисленности в гранитах изменяется в широком диапазоне от значений 0,14 до 0,6. Большинство его значений имеет бимодальное распределение, группируясь в интервалах 0,14 - 0,2 и 0,4-0,6 со средними величинами 0,16 и 0,45 соответственно. По величине железистости граниты относятся к умеренно- и высокожелезистым породам, сопоставимым с гранитами А-типа (рис. 4).

По некоторым важным геохимическим показателям, в частности Rb/Sr , содержаниям кальция, магния, стронция, циркония, ниобия, иттрия, характеру спектров РЗЭ, граниты обнаруживают черты сходства с интрузивными породами континентальных рифтогенных обстановок [8].

Минерагения

По геохимическим характеристикам и ассоциациям акцессорных минералов среди анорогенных гранитов выделяются два потенциально продуктивных типа: первый – фтористые редкометальные лейкократовые граниты и второй – пегматоидные хрусталеносные мусковитовые граниты. Оба типа выделены в составе Барангуловского комплекса Уралтауской мегазоны [8].

Лейкократовые граниты с геохимической специализацией на тантал и ниобий являются завершающими дифференциатами многофазного габбро-диорит-гранит-лейкогранитового интрузивного комплекса. Они слагают небольшие тела среди нормальных гранитов и отличаются от последних более массивным сложением, равномерной среднезернистой структурой и преобладающим развитием кислого и щелочного плагиоклаза. В ходе становления интрузивного комплекса от начальных к конечным фазам дифференциации химический состав магматиче-

ских продуктов существенно менялся. От основных к кислым дифференциатам заметно уменьшаются коэффициенты накопления титана, железа, марганца и фосфора. Одновременно происходит последовательное обогащение калием, натрием, рубидием, цезием, танталом, ниобием, оловом, фтором, бериллием, гафнием, торием и ураном. Обращает внимание повышенная концентрация в конечных дифференциатах гранитов таких элементов как Th, U, Hf, Be, Ta, Nb. Эта группа элементов в процессе кристаллизации гранитной магмы обычно концентрируется в остаточном расплаве и локализуется в аксессуарных минералах завершающих фаз магматизма.

В качестве изоморфной примеси в аксессуарных минералах образуется и уран, обладающий кристаллохимическим сродством с большинством из указанных элементов. Неслучайно поэтому танталоносные барангуловские лейкограниты сопровождаются высокой гамма-активностью и характеризуются уран-ториевой специализацией. Кроме того, в лейкогранитах отмечается устойчивая вкрапленность флюорита, иногда составляющая до 1 - 2 %, а концентрации фтора более чем на порядок превышают его содержания в нормальных гранитах. Именно фтористые граниты аномально обогащены танталом, ниобием, гафнием, что объясняется высоким сродством к фтору этих элементов и их способностью образовывать фторидные и оксифторидные комплексы, обеспечивающие концентрацию редких металлов в процессе кристаллизационной дифференциации.

Пегматоидные хрусталеносные мусковитовые граниты выявлены в южной приконтактной части Мазаринского массива. Они представлены крупнокристаллическими гнейсовидными породами, состоящими из кварц-полевошпатового агрегата в тесном сростании с крупными (1,5 - 2,0 см) пластинчатыми кристаллами мусковита. Граниты содержат хрусталеносные полости размером первые метры со слабо выраженным зональным строением, напоминающим зональность пегматитов камерного типа. В центре располагается кварцевое ядро с крупными кристаллами горного хрусталя, сменяющееся последовательно крупноблоковым мономинеральным кварцем и далее кварц-полевошпатовой зоной гранофирового строения. Эта зона, являющаяся внешним окаймлением пегматоидного тела, постепенно переходит в материнские мусковитовые граниты.

Хорошо ограненные кристаллы кварца составляют небольшой объем пегматитовой полости, большая часть кварцевого ядра выполнена мелкодрузовидным или дефектным мозаичным, шестоватым и многоголовковым кварцем. Еще больший объем приходится на крупноблоковый кварц, не дающий кристаллических форм.

Масштабы хрусталеносности пегматитовых тел в силу их слабой обнаженности не ясны. Первая находка потенциально хрусталеносных гранитов показала, что в них нет хорошо выраженной зональности, свойственной наиболее продуктивным гранитным пегматитам дифференцированного типа. Тем не менее, тесная

пространственная связь кварцевой минерализации с гранитной интрузией, умеренная глубина становления гранитов и их благоприятные физико-химические особенности – флюидонасыщенность и состав флюида, температура газовой флюидной фазы, указывают на возможность обнаружения в эндоконтактной зоне Мазаринского массива хрусталеносных пегматитов высокого качества.

Обсуждение результатов и выводы

Рассмотренные плутонические комплексы по составам породообразующих и редких элементов относятся к внутриплитным гранитам А-типа. Их изотопный возраст маркирует мезо- и неопротерозойский анорогенный магматизм в связи с проявлением средне- и позднерифейского рифтогенеза в Центрально-Уральской и Уралтауской мегазонах.

В Центрально-Уральской мегазоне наиболее отчетливыми признаками рифтогенеза обладает машакская свита, базальные горизонты которой трансгрессивно с перерывом и несогласием ложатся на подстилающие раннерифейские толщи. Разрез Кувашско-Машакского среднерифейского грабена начинается с континентальных валунных и крупногалечных конгломератов, переслаивающихся с песчаниками, и завершается углеродисто-глинистыми и карбонатными отложениями бассейнового типа. В основании разреза распространены трахибазальты, толеитовые базальты, риолиты и субвулканические тела преимущественно основного состава, принадлежащие базальтовой и контрастной риолит-базальтовой ассоциации. По целому ряду признаков и, прежде всего, химическому составу – высоким содержаниям титана, щелочей, фосфора, легких лантаноидов и фтора эти породы близки к континентальным рифтовым образованиям. Плутонические ассоциации габброидов и расслоенных основных пород также имеют типично платформенные или рифтогенные петрогеохимические характеристики. Небольшие массивы гранитов – Ахмеровский, Рябиновский, Бердяушский, комагматичные машакским вулканитам, кардинально отличаются от надсубдукционных и коллизионных гранитов Урала и по своим палеотектоническим режимам соответствуют стабильным консолидированным структурам платформенного типа.

Анорогенные граниты Ахмеровского массива и большинство гранитов Рябиновского плутона относятся по [16] к гранитам группы A_1 с низким значением Y/Nb (меньше 1,2). Для таких пород предполагается мантийный или смешанный мантийно-коровый источник при широком участии магматической дифференциации. Бердяушские граниты, напротив, всецело принадлежат к гранитам группы A_2 ($Y/Nb > 1,2$), для которой возможными источниками служили кварц-полевошпатовые породы земной коры, испытавшие преобразования под воздействием глубинных щелочных растворов.

В Уралтауской мегазоне интрузивные магматические комплексы основного и кислого состава прослежены по простиранию почти на 80 км в виде узкой по-

лосы, ограниченной разрывными нарушениями. Наиболее ранние проявления магматизма представлены силлово-дайковыми телами габброидов и габбро-диабазов Барангуловского комплекса, которые маркируют начальный этап позднерифейского рифтогенеза, сопровождавшийся небольшими излияниями базальтов. Вмещающие породы – конгломераты, гравелиты, аркозы и граувакки трансгрессивно залегают на подстилающих отложениях и вместе с синхронными вулканитами, образуют вулканогенно-терригенный комплекс близкий к грабеновой формации рифтовых зон континентов. Базальтоидный магматизм раннего этапа рифтогенеза впоследствии сменился гранитоидным, образовались небольшие линейные интрузии гранит-лейкогранитового состава, приуроченные к тем же рифтовым разломам и, по-видимому, к одному и тому же глубинному магматическому очагу. Завершающая фаза лейкогранитного магматизма проявилась с участием процессов флюидно-корового взаимодействия в условиях стабилизации коры и прекращения активной фазы рифтогенеза. Об этом свидетельствует конформность спектров нормированных составов пород континентальной коры и гранитов Барангуловского комплекса, хорошо выраженная на петрогенетической диаграмме [8].

Барангуловские верхнерифейские граниты по некоторым индикаторным геохимическим показателям – Rb, Sr, Rb/Sr, характеру спектров P3Э, Y/Nb ($< 1,2$) тяготеют к толеитовой серии и являются продуктами дифференциации мантийной базальтовой магмы. Лейкократовые граниты, завершающие гомодромный ряд магматической дифференциации характеризуются повышенными концентрациями Th, U и величиной Th/U, что может свидетельствовать об увеличении стабильности земной коры к конечным фазам магматизма Барангуловского комплекса. Судя по особенностям состава излившихся магматических пород, рифтогенез в Уралтауской мегазоне не вышел за рамки узкой грабеновой структуры и не эволюционировал до толеит-базальтовых продуктов. Об этом же свидетельствует и средний состав гранитов, близкий к составу континентальной коры, а также характер распределения некоторых элементов-примесей, указывающий на участие процессов палингенеза и флюидно-корового взаимодействия в ходе становления гранитных интрузивов комплекса.

Судя по составу газово-жидких включений и акцессорных минералов, расплавы были слабо насыщены водой, но обогащены фтором, который служил основным элементом-минерализатором гранитного расплава при формировании завершающей лейкогранитной фазы. Присутствие фтора повышало способность расплава к глубокому фракционированию вплоть до образования редкометалльного гранита. Отделение алюмосиликатной жидкости на завершающих стадиях дифференциации усиливало эффект накопления редких элементов и приводило к концентрации тантала, ниобия, олова, фтора, бериллия в конечных лейкократовых дифференциатах. В поздних дифференциатах гранитов отмечаются понижение суммы P3Э, уменьшение отношения легких P3Э к тяжелым и углубление Eu-ано-

малии, что обычно сопровождает процессы фракционной кристаллизации. В целом Уралтауская мегазона характеризуется набором факторов, благоприятных для формирования редкометальной минерализации: большой мощностью земной коры, высокой дифференцированностью гранитной магмы по составам главных фаз, геохимической специализацией конечных дифференциатов на тантал, ниобий, олово, фтор, бериллий, что обуславливает необходимость проведения детальных прогнозно-поисковых работ.

Литература

1. Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 136 с.
2. Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Матуков Д.И. и др. Бердяшский массив: 1350±10 млн. лет или древнее? // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2006. С. 310 - 314.
3. Краснобаев А.А., Бибикина Е.В., Степанов А.И. и др. Геохронология Бердяшского массива // Изв. АН СССР, сер. Геол. 1984. № 3. С. 3 - 23.
4. Горожанин В.М., Носова А.А., Горожанина Е.Н. Новые Rb-Sr и геохимические данные по Ахмеровскому гранитному массиву (Башкирский мегантиклинорий) // Геологический сборник № 6. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2007. С. 17 - 20.
5. Заварицкий А.Н. Петрография Бердяшского плутона. М.: ОНТИ, 1937. 406 с.
6. Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Родионов Н.В., Нехорошева А.Г., Кисеева К.Н. Ахмеровский гранитный массив – представитель мезопротерозойского интрузивного магматизма на Южном Урале // Докл. РАН. 2008. Том 418. № 2. С. 241 - 246.
7. Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Ларионов А.Н., Нехорошева А.Г., Бережная Н.Г. О возрасте барангуловского габбро-гранитного комплекса Южного Урала // Геологический сборник № 6. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2007. С. 7 - 16.
8. Рыкус М.В., Сначёв В.И., Насибуллин Р.А. и др. Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части зоны Уралтау. Уфа: БГУ, 2002. 268 с.
9. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия. 2000. 146 с.
10. Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Попова О.Ю. Основные геохимические характеристики гранитов-рапакиви и ассоциирующих пород Бердяшского плутона (тектономагматическая позиция и типология) // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2005. С. 211 - 220.
11. Сначев В.И., Шулькин В.Е., Ковалев С.Г. Новые данные по геологии Бердяшского массива // Ежегодник-1994. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1995. С. 55 - 57.
12. Тимесков В.А. Новые данные по геологии и петрографии Бердяшского плутона // Изв. АН СССР, сер. Геол. 1979. № 8. С. 27-36.

13. Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. Цирконовый возраст габбро и гранитоидов Кусинско-Копанского комплекса (Южный Урал) // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2006. С. 300 - 303.
14. Ронкин Ю.Л., Матуков Д.И., Пресняков С.Л. и др. "In situ" U-Pb SHRIMP датирование цирконов нефелиновых сиенитов Бердяушского массива (Южный Урал) // Литосфера. 2005. № 1. С. 135 - 142.
15. Синдерн С., Ронкин Ю.Л., Крамм У. и др. U-Pb датирование единичных кристаллов цирконов с применением трассера $^{205}\text{Pb}/^{233}\text{U}$ на примере нефелиновых сиенитов Бердяушского массива, Южный Урал // Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург, 2003. С. 461-465.
16. Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications // *Geology*, 1992, Vol. 20, Issue 7, p. 641 - 644.
17. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // *Journal of Petrology*, Vol. 42, Issue 11, pp. 2033 - 2048. doi: 10.1093/petrology/42.11.2033
18. Glasmacher U.A., Bauer W., Giese U. et al. The metamorphic complex of Beloretsk, SW Urals, Russia – a terrane with a polyphase – to Neoproterozoic tectono-thermal evolution // *Precambrian Research*, 2001, Vol. 110., Issue 1 - 4, pp. 185-213. doi: 10.1016/S0301-9268(01)00187-5
19. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*, 1984, Vol. 25, Issue 4, pp. 956 - 983. doi: 10.1093/petrology/25.4.956
20. Zen E-An. Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrographic constrains // *Journal of Petrology*, 1986, Vol. 27, Issue 5, pp. 1095 - 1117. doi: 10.1093/petrology/27.5.1095

ANOROGENIC GRANITES OF WESTERN SLOPE OF THE SOUTHERN URALS: COMPOSITION, PETROGENESIS, MINERALIZATION

M.V. Rykus

*Ufa State Petroleum Technological University, Ufa, Russia
e-mail: RykusMihail@yandex.ru*

V.I. Snachev, E.A. Bazhin

*Institute of geology of the Ufimian scientific centre of Russian Academy of Sciences
(IG USC RAS), Ufa, Russia*

Abstract. *Geological setting, composition, petrogenesis and mineralization of western slope of the Southern Urals granitic massifs are considered. Granitic massifs belong to anorogenic intraplate setting. Two perspective industrial types of anorogenic granites are revealed in Uraltau megazone: 1) F-bearing rare-metallic leucogranites with geochemical specialization for Nb, U, Th, Be and industrial specialization for Ta, and 2) pegmatitic rock-crystal-bearing muscovite granites.*

Keywords: *continental rift, A-type granites, leucogranites, neoproterozoic, megazone, Southern Urals, pegmatite, rare-metallic mineralization*

References

1. Alekseev A.A. Rifeisko-vendskii magmatizm zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala (Riphean-Vendian magmatism of the western slope of the Southern Urals). Moscow: Nauka, 1984. 136 p.
2. Ronkin Yu.L., Maslov A.V., Matukov D.I. i dr. Berdyaushskii massiv: 1350±10 mln. let ili drevnee? (Berdyaush Massif: 1350±10 million years or older?) in *Ezhegodnik-2005 (Yearbook-2005 of Institute of Geology and Geochemistry, RAS, Ural Branch)*. Ekaterinburg, 2006. PP. 310 - 314.
3. Krasnobaev A.A., Bibikova E.V., Stepanov A.I. i dr. Geokhronologiya Berdyaushskogo massiva (Geochronology of Berdyaush massif), *Proceedings of the Academy of Sciences of the USSR. Geological Sciences Sections*, 1984, Issue 3, pp. 3 - 23.
4. Gorozhanin V.M., Nosova A.A., Gorozhanina E.N. Novye Rb-Sr i geokhimicheskie dannye po Akhmerovskomu granitnomu massivu (Bashkirskii megantiklinorii) (New Rb-Sr and geochemical data on Ahmerovo granite massif (Bashkir meganticlinorium)), *Geologicheskii sbornik (Collection of geological papers of IRAS IG USC RAS)*, Issue 6. Ufa, 2007. PP. 17 - 20.
5. Zavaritskii A.N. Petrografiya Berdyaushskogo plutona (Petrography of Berdyaush pluton). Moscow: ONTI, 1937. 406 p.
6. Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Rodionov N.V., Nekhorosheva A.G., Kiseeva K.N. Akhmerovskii granitnyi massiv – predstavitel' mezoproterozoisko-

go intruzivnogo magmatizma na Yuzhnom Urale (The Akhmerovo granite massif: A proxy of mesoproterozoic intrusive magmatism in the Southern Urals), *Doklady Earth Sciences*, Volume 418, Issue 1, pp.103-108. doi: 10.1134/S1028334X08010236

7. Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Larionov A.N., Nekhorosheva A.G., Berezhnaya N.G. O vozraste barangulovskogo gabbro-granitnogo kompleksa Yuzhnogo Urala (Problem of the age Barangulov gabbro-granite complex of the Southern Urals), *Geologicheskii sbornik (Collection of geological papers of IRAS IG USC RAS)*, Issue 6. Ufa, 2007. PP. 7 - 16.

8. Rykus M.V., Snachev V.I., Nasibullin R.A., et al. Osadkonakoplenie, magmatizm i rudonosnost' severnoi chasti zony Uraltau (Sedimentation, magmatism, and ore potential of the Northern Uraltau zone). Ufa: BGU, 2002. 268 p.

9. Puchkov V.N. Paleogeodinamika Yuzhnogo i Srednego Urala (Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals). Ufa: Dauriya. 2000. 146 p.

10. Ronkin Yu.L., Lepikhina O.P., Popova O.Yu. Osnovnye geokhimicheskie kharakteristiki granitov-rapakivi i assotsiiruyushchikh porod Berdyaushskogo plutona (tektonomagmaticheskaya pozitsiya i tipologiya) (The main geochemical features of granites-rapakivi and the associated rocks Berdyaush pluton (tectonomagmatic position and typology)). *Ezhegodnik-2004 (Yearbook-2004 of Institute of Geology and Geochemistry, RAS, Ural Branch)*. Ekaterinburg, 2005. PP. 211 - 220.

11. Snachev V.I., Shchul'kin V.E., Kovalev S.G. Novye dannye po geologii Berdyaushskogo massiva (The new data on the geology of the Berdyaush massif). *Ezhegodnik-1994 (Yearbook-1994 of Institute of Geology, RAS, Ufimian Scientific Center)*. Ufa, 1995. PP. 55 - 57.

12. Timeskov V.A. Novye dannye po geologii i petrografii Berdyaushskogo plutona (The new data on the geology and petrography of the Berdyaush pluton). *Proceedings of the Academy of Sciences of the USSR. Geological Sciences Sections*, 1979, Issue 8, PP. 27-36.

13. Krasnobaev A.A., Fershtater G.B., Bea F., Montero P. Tsirkonovyi vozrast gabbro i granitoidov Kusinsko-Kopanskogo kompleksa (Yuzhnyi Ural) (Zircon age of the gabbro and granitoids of-Kusinsk Kopansk complex (Southern Urals)). *Ezhegodnik-2005 (Yearbook-2005 of Institute of Geology and Geochemistry, RAS, Ural Branch)*. Ekaterinburg, 2006. PP. 300 - 303.

14. Ronkin Yu.L., Matukov D.I., Presnyakov S.L., et al. "In situ" U-Pb SHRIMP datirovanie tsirkonov nefelinovykh sienitov Berdyaushskogo massiva (Yu. Ural) ("In situ" U-Pb SHRIMP dating of zircons from nepheline syenites of Berdyaush massif (Southern Ural)). *Litosfera*, 2005, Issue 1, pp. 135 - 142.

15. Sindern C., Ronkin Yu.L., Kramm U. i dr. U-Pb datirovanie edinichnykh kristallov tsirkonov s primeneniem trassera $^{205}\text{Pb}/^{233}\text{U}$ na primere nefelinovykh sienitov Berdyaushskogo massiva, Yuzhnyi Ural (U-Pb zircon dating of single crystals with the use of tracer $^{205}\text{Pb}/^{233}\text{U}$ by the example of nepheline syenite of Berdyaush massif, Southern Urals), *Materialy II Rossiiskoi konferentsii po izotopnoi geokhronologii (Procee-*

dings of the II Russian Conference on Isotope Geochronology). Saint Petersburg, 2003. PP. 461-465.

16. Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications, *Geology*, 1992, Vol. 20, Issue 7, p. 641 - 644.

17. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks, *Journal of Petrology*, Vol. 42, Issue 11, pp. 2033 - 2048. doi: 10.1093/petrology/42.11.2033

18. Glasmacher U.A., Bauer W., Giese U. et al. The metamorphic complex of Beloretsk, SW Urals, Russia – a terrane with a polyphase – to Neoproterozoic tectono-thermal evolution, *Precambrian Research*, 2001, Vol. 110., Issue 1 - 4, pp. 185-213. doi: 10.1016/S0301-9268(01)00187-5

19. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of Petrology*, 1984, Vol. 25, Issue 4, pp. 956 - 983. doi: 10.1093/petrology/25.4.956

20. Zen E-An. Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrographic constrains, *Journal of Petrology*, 1986, Vol. 27, Issue 5, pp. 1095 - 1117. doi: 10.1093/petrology/27.5.1095