

УДК 622.248

Е. А. Бажин

ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОГЕОХИМИЯ АХМЕРОВСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА (БАШКИРСКИЙ МЕГАНТИКЛИНОРИЙ)

Аннотация. В статье рассмотрены геологическое строение, состав и петрогеохимические особенности Ахмеровского гранитного массива. Показано что Ахмеровский массив комагматичен машакским вулканитам и по своему палеотектоническому режиму соответствует стабильным консолидированным структурам платформенного типа.

Ключевые слова: Ахмеровский гранитный массив, анорогенные граниты, гранит.

Ахмеровский гранитный массив расположен в центральной части Белорецкого метаморфического комплекса западнее г. Белорецк, на левом берегу р. Буганак в 1,2 км восточнее д. Ахмерово. Граниты обнажаются на площади 500×800 м на небольшом холме, покрытом лесом, в виде небольших редких выходов с глыбовой отдельностью, иногда высыпок гранитного щебня. Впервые массив нанесен на геологическую карту Н.Ф. Решетниковым [1966 г.] при геолого-съёмочных работах масштаба 1:50 000 в 1964–1966 годах. В дальнейшем массив изучался при геологическом доизучении масштаба 1:50 000 А.Ф. Ротару [1983–1986 гг.], при тематических исследованиях А.А. Алексеевым [1984], М.В. Рыкусом и др. [2011], А.В. Сначёв и др. [2012], при ГДП-200 Ю.Г. Князевым [2006 г.]. Определением возраста массива в разное время занимались М.А. Гаррис [1977], Glasmacher et al. [2001], В.М. Горожанин и др. [2007], А.А. Краснобаев и др. [2008].

Ахмеровский массив образует в южной части Центрально-Уральской мегазоны в пределах Маярдакского антиклинория три небольших изометричных крутопадающих штокообразных тела гранитов, прорывающих отложения нижнерифейской кызылташской свиты [Князев, 2006 г.] (рис. 1). Первое из них наиболее доступно и изучено, оно самое значительное по размеру (500×800 м), расположено на левом берегу р. Буганак и является петротипом одноименного комплекса. Два других выхода гранитов по площади не превышают 0,1 км². Один находится в 4 км юго-западнее первого обнажения, другой — в 10 км на запад. Эти тела, по-видимому, представляют собой апофизы более крупного интрузива, залегающего в архейско-нижнепротерозойском основании.

Становление массива сопровождалось контакто-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 кварцевожильная минерализация. В карбонатных породах отмечается слабое скарнирование с образованием высокотемпературного везувиан-гранат-диопсидового минерального парагенезиса.

Макроскопически в обнажениях и штуфах 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. В целом по минеральному составу породы отвечают стандартным составам гранитов.

Первые датировки пород Ахмеровского массива были получены М.А. Гаррис [1977] К-Аг методом: по биотиту — 600 млн лет, мусковиту — 515–522 млн лет и полевоому шпату — 339 млн лет. Значение возраста 600 млн лет, по мнению М.А. Гаррис, соответствует времени внедрения гранитов и совпадает с раннебайкальским магмато-метаморфическим этапом. Внедрение интрузии, вероятно, приурочено к границе верхнего протерозоя и кембрия. Значения, полученные по мусковиту (515–522 млн лет), указывают на постмагматическую мусковитизацию гранитов. Полевой шпат с возрастом 339 млн лет, по мнению автора, является более поздним мета-

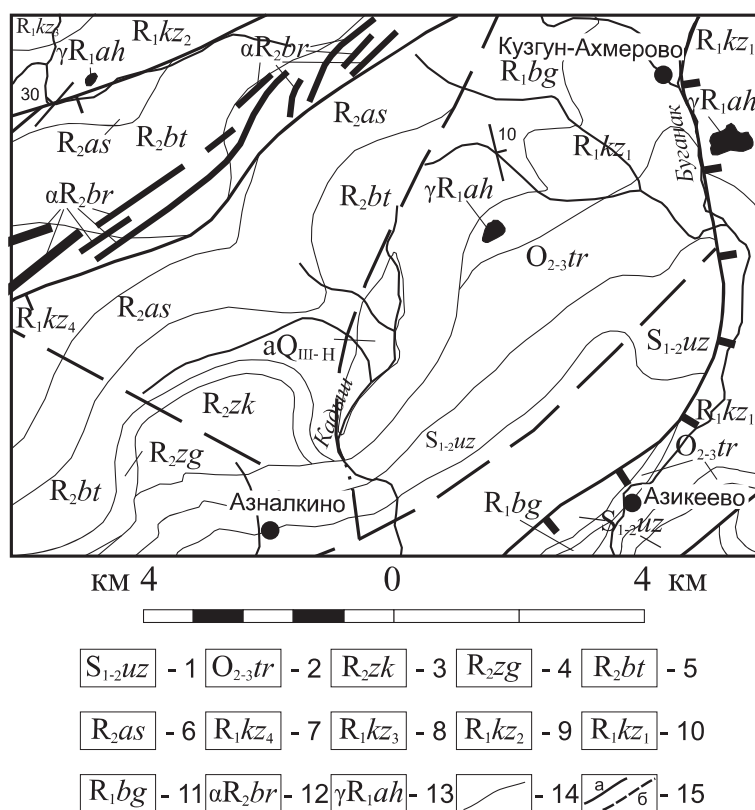


Рис. 1. Фрагмент геологической карты [Князев 2006 г.]

Условные обозначения: 1. Узянская свита. Углисто-глинистые аргиллиты с редкими прослоями алевролитов и линзами кварцевых песчаников (100–300 м). 2. Тирлянская свита. Массивные косо-волнистослоистые кварцевые или олигомиктовые песчаники с линзами галечниковых конгломератов и прослоями алевролитов (0–300 м). 3. Зигазино-комаровская свита. Ритмичное переслаивание углеродисто-хлорит-кварцевых сланцев и кварцитов (500 м). 4. Зигальгинская свита. Кварциты массивные светло-серые с прослоями углеродисто-хлорит-кварцевых сланцев (500 м). 5. Белетарская свита. Амфиболиты по метабазальтам с прослоями мусковит-хлорит-кварцевых сланцев и мраморизованных известняков (500 м). 6. Аюсапканская свита. Массивные слоистые кварциты с невыдержанными пачками переслаивания кварц-мусковитовых сланцев и кварцитов (250 м). 7–10. Кызылташская свита. 7. Четвертая (маярдская) подсвита. Амфиболиты по лавам и кластолавам базальтов с прослоями кварцитов и кварц-углеродистых сланцев (750 м). 8. Третья (камерташская) подсвита. Гнейсовидные кварц-биотит-амфиболовые сланцы (350 м). 9. Вторая (басканская) подсвита. Карбонат-кварц-хлоритовые и гранат-плаггиоклаз-амфиболовые сланцы. В нижней части прослой мраморизованных известняков (600 м). 10. Первая (ахмеровская) подсвита. Серые слоистые мраморы и мраморизованные известняки с единичными маломощными прослоями эклогитов (300 м). 11. Буганакская свита. Невыдержанное переслаивание мраморов, мусковит-биотит-хлоритовых сланцев и кварцитов с маломощными прослоями эклогитов (400 м). 12. Белетарские субвулканические образования. Штокообразные тела и дайки амфиболитов. 13. Ахмеровский комплекс лейкогранитовый, штоки биотитовых гранитов. 14. Геологические границы. 15. Тектонические нарушения, а — достоверные, б — предполагаемые.

соматическим образованием и связан с наложенными процессами, проявившимися в герцинский этап складчатости [Гаррис, 1977].

В дальнейшем в рамках проекта «Европроба» в Гейдельбергском университете (Германия) по единичным цирконам Pb-Pb термо-ионным анализом (TIMS) было получено две группы возрастов 1350 ± 10 и 970 ± 10 млн лет [Glasmacher et al., 2001]. Первая группа цифр принадлежит буроватым полупрозрачным цирконам с тонкой каемкой. Вторую группу дали прозрачные бесцветные удлиненные кристаллы с мелкими буроватыми полупрозрачными или серыми ядрами и более широкой бесцветной каймой. Минералогические особенности цирконов второй группы позволили авторам принять их за магматические, образовавшиеся в результате кристаллизации гранитной магмы Ахмеровского массива. Первая группа, имеющая более древний возраст, совпадающий со временем формирования машакского комплекса, рассматриваются авторами как захваченные из субстрата при вплавлении гранитов. Авторы данной работы за возраст становления массива принимают 970 ± 10 млн лет. Однако в работе А. Вильнера [Willner et al., 2003] более молодой возраст гранитов связывается с временем метаморфизма.

Позднее В.М. Горожаниным [2007] по валовым пробам Rb-Sr методом получена цифра в 968 ± 50 млн лет, который считает Ахмеровский массив комагматичным машакскому комплексу и за возраст его становления принимает 1350 ± 10 млн лет, полученный Glasmacher et al. [2001]. Более молодые датировки, по мнению В.М. Горожанина [2007], соответствуют вторичным изменениям.

В работе А.А. Краснобаева с соавторами [2008] по единичным цирконам (SIMS SHRIMP II) была получена новая U-Pb датировка Ахмеровских гранитов. Авторами было выделено три генерации циркона, определена очередность их кристаллизации несколькими методами. В результате по трем образцам цирконов II генерации возраст массива составляет 1381 ± 23 млн лет. Возраст цирконов I генерации оказался равным 1413 ± 45 млн лет. В пределах ошибок обе датировки близки, последняя, по мнению авторов, отвечает началу необратимого процесса охлаждения гранитного расплава и появлению однородных цирконов I генерации еще в достаточно гомогенном расплаве. Основной этап цирконообразования совпадает с кристаллизацией других минералов, которые активно захватывались цирконами II генерации, поэтому их возраст максимально

близок возрасту массива. Процессы появления цирконов III генерации были незначительными и поэтому не могли заметно повлиять на возраст массива [Краснобаев и др., 2008].

Таким образом, из приведенных данных следует, что Ахмеровский массив относится к началу среднерифейского этапа интрузивного магматизма и является комагматичным Бердяушской, Кусинско-Копанской и Рябиновской интрузиям, расположенным севернее.

Петрографический состав пород. При описании петрографических особенностей гранитов Ахмеровского массива были использованы собственные шлифы, изготовленные из штурфов, отобранных из естественных коренных обнажений гранитов, а также материалы предшественников [Решетников, Петров, 1966 г.], полученные по шурфам и скважинам. Контактные породы, которые практически не имеют естественных обнажений, описаны с использованием данных Н.Ф. Решетникова и др. [1966 г.], полученных при геологической съемке масштаба 1:50 000 с применением горно-буровых работ.

В шлифах граниты Ахмеровского массива имеют гранобластовую, лепидобластовую, иногда гранитную структуру. Текстура пород гнейсовидная, сланцеватая или массивная. Размеры зерен основной массы колеблются в пределах 0,5–0,7 мм, листочки биотита достигают 1,5–2 мм в длину. Микроклин является в гранитах основным породообразующим минералом, его содержание изменяется в пределах 30–60%. Представлен он изометричными и таблитчатыми зернами размером до 0,5 мм с ясно выраженной решетчатой структурой. Зерна его почти всегда чистые, иногда слабо пелитизированные. Спайность выражена в виде трещинок по одному или двум направлениям. Иногда в трещинках спайности встречаются гидроокислы железа и микрочешуйки биотита.

Плагиоклаз присутствует в количестве 10–30% и представлен альбитом и олигоклазом. В шлифах он наблюдается в виде таблитчатых и изометричных зерен размером от 0,3 до 0,7 мм. Нередко наблюдаются полисинтетические двойники олигоклаза. Зерна его часто серицитизированы. Крупные зерна плагиоклаза содержат пойкилитовые вроски кварца, листочки биотита, микрозерен акцессориев. Часто наблюдаются явления катаклаза и изгибания двойниковых пластинок.

Кварц представлен в виде ксеноморфных зерен в количестве 10–30%. Размеры его колеблются от сотых долей до 0,5 мм, часто они сильно деформированы, наблюдается волнистое погасание.

В качестве включений наблюдаются зерна эпидота, реже микрозерна сфена. Биотит содержится в шлифах от 5 до 10% в виде широких таблиц

и игольчатых кристаллов. Размеры зерен достигают до 1,5 мм в длину, редко более. Крупные листочки биотита частично хлоритизированы, иногда замещены нацело хлоритом. Также в биотите наблюдаются включения зерен цоизита, часто сфена и микрозерна других акцессориев, вокруг которых имеются плеохроичные ореолы.

Роговая обманка в шлифах встречается редко в виде единичных зерен размером 0,01–1 мм. Иногда ее содержание достигает 3–6%. Зерна ее неправильной формы, призматические, удлиненные, часто с нечеткими зазубренными очертаниями. Иногда минерал замещен слюдами.

Мусковит содержится в породах от долей до 7%. Образует отдельные листочки или пластинки, часто несколько деформированные или в срастании с биотитом. Мелкие листочки мусковита часто встречаются в зернах полевых шпатов и кварца.

Эпидот и цоизит отмечаются в виде изометричных и призматических зерен до 0,5 мм. Среднее их содержание составляет 3–4%. Зерна эпидота и цоизита иногда содержат микровключения сфена, кварца и биотита. По краям зерен и трещинок нередко развиты микрочешуйки серицита. В зернах эпидота наблюдается дробление.

Из акцессориев в гранитах широко распространены циркон, апатит, сфен, в меньшей степени — рутил, ортит, гранат и флюорит. Апатит встречается повсеместно в количестве менее 1% в виде свежих идиоморфных зерен размером 0,01–0,9 мм. Циркон представлен призматическими кристалликами до 0,06 мм. Сфен также наблюдается почти повсеместно, образуя мелкие зерна изометричной и ромбовидной формы размером от 0,07 до 0,15 мм, нередко зерна его слабо лейкоксенизированы. Рутил встречается в виде единичных зерен размером 0,07–0,3 мм. Удлиненные призмочки его иногда заметно лейкоксенизированы. Из вторичных минералов часто отмечаются ортит, карбонаты, серицит и хлорит. Ортит имеет неправильные зерна или микрозернистые агрегаты, развивающиеся по темноцветным минералам. Серицит развит по мусковиту. Хлорит в основном замещает биотит. Лейкоксен развит по рутилу. Карбонаты занимают промежутки между зернами и выполняют тонкие трещинки.

Катаклазированные граниты из зоны разлома имеют бластоцементную катакластическую структуру с текстурой дробления. Основные минералы представлены микроклином (37–57%), кварцем (15–25%), плагиоклазом (7–12%), мусковитом (3–7%), хлоритом (5–9%), серицитом (до 5%), сфеном (1–4%), единичными зернами лепидомелана. Из акцессориев встречаются циркон, апатит, ортит и рутил (менее 1%). Вторичные минералы представлены лейкоксеном и кальцитом.

Размеры зерен варьируют в пределах 0,2–0,7 мм. Главные породообразующие минералы раздроблены на части размером 0,02–0,4 мм, цемент представлен хлоритом, серицитом, кальцитом, лейкоксенизированным сфеном. Здесь же развиваются тонколистоватые агрегаты лепидомелана. Микроклин в основной массе почти всегда образует решетчатые двойники. Плаггиоклаз повсеместно имеет простое двойниковое строение, по составу отвечает основному олигоклазу. Мусковит встречается в виде изогнутых листочков, возможно развитых по биотиту. Хлорит образует явные псевдоморфозы по роговой обманке и биотиту. Сфен встречается в виде многочисленных зерен неправильной формы размером до 0,3 мм. Акцессории образуют редкие единичные зерна размером 0,02–0,4 мм.

Эндоконтактовые породы представлены слюдяно-кварц-полевошпатовыми, слюдяно-полевошпат-кварцевыми гнейсовидными разновидностями серого и темно-серого цвета. Структура в шлифе лепидогранобластовая, текстура гнейсовидная и сланцеватая. Состав: микроклин (30%), кварц (25%), плаггиоклаз (20%), биотит (15%), мусковит (3%), сфен (1%), клиноцоизит (1–2%), карбонаты (5%), эпидот, апатит и циркон. Размеры зерен колеблются в пределах 0,01–2,5 мм.

Микроклин в шлифах имеет таблитчатую форму с хорошо выраженной решетчатой структурой. Зерна его слабо пелитизированы. Крупные зерна содержат пойкилитовые вроски кварца и биотита. Плаггиоклаз (олигоклаз) таблитчатый без двойниковых штриховок.

Биотит таблитчатый с хорошо проявленным плеохроизмом от зеленого до темно-зеленого. Его листочки содержат микровключения акцессорных минералов, вокруг которых развивается плеохроичный ореол.

Мусковит листоватый, таблитчатый, бесцветный. Сфен, апатит и циркон наблюдается в виде единичных кристаллов. Цоизит представлен зернами изометричной и призматической формы, встречается редко.

Вблизи контакта гранитов со слюдисто-кварц-карбонатными породами и известняками граниты переходят в актинолит-слюдяно-полевошпатовые породы с лепидобластовой структурой и сланцеватой или гнейсовидной текстурой. Минеральный состав представлен плаггиоклазом (45–50%), микроклином (10%), актинолитом (10%), биотитом (10%), кварцем (5%), цоизитом (15%), сфеном (до 1%), хлоритом и серицитом. Размеры зерен колеблются от долей мм до 3 мм. Плаггиоклаз присутствует в виде таблитчатых зерен с редкими двойниками. Часто зерна его серицитизированы, иногда прорастают микроклином. Встречаются в них включения

цоизита, сфена, кварца и актинолита. Микроклин таблитчатый, с четко выраженной решетчатой структурой, с включениями цоизита, кварца и листочков биотита или актинолита.

Кварц микрозернистый, изометричной формы, часто его зерна деформированы, имеют волнистое погасание.

Актинолит волокнистый, листоватый, светло-зеленого цвета со слабым плеохроизмом. Биотит таблитчатый, листоватый, плеохроирующий от светло-желтого до светло-коричневого. Листочки его пересечены иголочками актинолита, также присутствуют зерна цоизита, сфена и других акцессорных минералов, вокруг которых имеются плеохроичные ореолы. Цоизит имеет призматические и изометрические зерна. Сфен микрозернистый, изометричной и ромбоэдриальной формы, желтовато-серого цвета.

В эндоконтакте по гранитам образуются слюдисто-эпидот-кварцевые породы мощностью 10–20 м, в которых содержание эпидота достигает 20%. В шлифе порода имеет лепидогранобластовую структуру, текстура — сланцеватая или гнейсовидная. Размеры зерен колеблются от 0,1 до 1 мм. Основная часть породы состоит из изометричных зерен кварца, часто деформированных, с волнистым и пятнистым погасанием.

Эпидот встречается в виде изометричных и призматических зерен размером 0,1–0,5 мм. Биотит листоватый, с совершенной спайностью. Сфен микрозернистый, изометричной или ромбовидной формы. Гранат встречается редко, в виде изометричных зерен желтовато-розового цвета. Апатит микрозернистый, короткопризматический. Порода разбита тонкими трещинками, выполненными вторичными карбонатами.

Экзоконтактовые породы, образовавшиеся по слюдисто-кварц-карбонатным сланцам и известнякам, представлены полевошпат-актинолит-везувиановыми, актинолитовыми, слюдяно-актинолит-кварцевыми, везувиан-пироксеновыми, пироксеновыми, пироксен-клиноцоизитовыми сланцами. Сланцы с актинолитом вскрыты во многих шурфах и скважинах. Цвет сланцев зеленовато-серый, светло-зеленый. В составе их присутствуют: актинолит (70–80%), эпидот (15%), везувиан (10–15%), плаггиоклаз (10–15%), единичные зерна микроклина.

В шлифах сланцы имеют гранонематобластовую неравномернотекстурированную структуру с размером минералов от долей до 3,5 мм по длинной оси. Текстура пород сланцеватая. Актинолит имеет листоватую, призматическую форму зерен, ориентированных параллельно друг другу. Везувиан мелкозернистый, имеет призматическую или неправильную форму. Эпидот и клиноцоизит встречаются в виде изометричных или призматических зе-

рен. Клиноцоизит содержит включения кварца и сфена.

Подчиненную роль в составе сланцев играют кварц, микроклин и плагиоклаз. Аксессуары представлены сфеном и апатитом. Из вторичных минералов присутствуют сидерит и хлорит.

В составе скарнированных пород, наблюдающихся в непосредственной близости к контакту, преобладают везувиан-пироксеновые, пироксеновые, пироксен-карбонатные, пироксен-клиноцоизитовые и эпидот-гранат-пироксеновые разновидности. Структура пород нематобластовая и нематогранобластовая. Содержание пироксена в породах колеблется в пределах 10–25%. Зерна его представлены изометричными и призматическими кристаллами размером от сотых долей до 0,5 мм. Трещинки спайности развиты по одному или двум направлениям. По составу он относится к авгиту. В гранатовых разностях пироксен представлен диопсидом. Содержание граната в скарнированных породах достигает 20%. Основная часть породы в них представлена пироксеном 35%, гранатом 20%, кальцитом 20–25%, клиноцоизитом, кварцем 10%, серицитом 1–2%, эпидотом, сфеном, хлоритом. Порода мелкозернистая, с гранобластовой структурой, размеры зерен не превышают 0,2 мм. Пироксен – диопсид представлен изометричными кристаллами. Гранат имеет изометричную или неправильную форму, сильно раздроблен. В трещинах дробления развиты серицит, кварц, кальцит и пироксен. Кальцит изометричной и неправильной формы, с хорошо выраженной полисинтетической решеткой двойникования. Клиноцоизит – в изометричных и неправильных зернах с хорошо выраженной спайностью по удлинению. Породу пересекают тончайшие трещинки, в которых развит хлорит.

Для контактово-метасоматических пород характерно также наличие вблизи контакта актинолит-везувиановых, везувиан-пироксеновых сланцев. Структура их нематогранобластовая, текстура сланцеватая. Породообразующими минералами в них являются везувиан, пироксен 50%, актинолит 25%, также присутствуют до 5% плагиоклаз, до 3% карбонаты и до 1% сфен, единичные зерна микроклина и чешуйки биотита.

Везувиан наблюдается в виде тонкопризматических кристаллов и зерен неправильной формы, в некоторых из них выражена зональная интерференционная окраска. Зерна везувиана часто включают иголки актинолита, микрозерна кальцита и пироксена.

Пироксен относится к авгиту. Актинолит листоватый, тонкопризматический и ромбоидальный, со слабым зеленоватым оттенком. Плагиоклаз представлен олигоклазом, встречается в виде изометрич-

ных зерен, часто серицитизированных. Кальцит имеет изометричную и неправильную форму, с совершенной спайностью по двум направлениям. Зерна сфена имеют изометричную или ромбоэдрическую форму, с высокими цветами интерференции.

Экзоконтактовые породы по слюдисто-полевошпат-кварцевым сланцам представлены кварц-слюдяными и слюдяно-кварцевыми сланцами. Содержание слюды в них изменяется в пределах 30–80%, кварца 20–55%, альбита до 6%. Из второстепенных минералов присутствуют везувиан, апатит, циркон, рутил, турмалин, серицит и рудные минералы. Структура пород гранолепидобластовая, намато-лепидогранобластовая, текстура – сланцеватая. Биотит встречается в виде крупных листочков и таблиц размером от 1,5 мм до 1 см. Содержание его колеблется от 25 до 30%. Листочки его деформированы, часто обесцвечены с выделением гидроокислов железа. Мусковит содержится от 5 до 50% в виде крупных листочков с совершенной спайностью. Размеры листочков от 0,7–1,5 мм и более. Кварц присутствует в виде изометричных зерен. Они деформированы, имеют волнистое погасание. Альбит встречается в виде изометричных зерен размером 0,1–0,2 мм. Рудные минералы представлены гидроокислами железа, образовавшимися за счет разложения биотита.

Петрогеохимические особенности и формационная принадлежность пород. При изучении петрогеохимических особенностей пород Ахмеровского массива было использовано 18 силикатных анализов, из которых 10 собственных и 8 позаимствованных [Горожанин 2007], а также 13 анализов на РЗЭ методом ISP-MS (соответственно 10 и 3) (табл. 1, 2).

По содержанию петрогенных окислов породы массива на классификационной диаграмме попадают преимущественно в поля диоритов и гранитов нормального ряда (рис. 2). Содержание SiO_2 варьирует от 52% до 58,6% в диоритах (при среднем 55,7%) и от 71,5 до 74,5% в гранитах (при среднем 72,4%). В диоритах наблюдаются значительные вариации суммы щелочей от 1,5% до 5,5% при стабильном отношении $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0,5$. В гранитах сумма щелочей в среднем составляет 7,5% по 9 анализам, отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в шести проанализированных образцах соответствует 1,1; в одной пробе поднимаясь до 1,9 и в двух опускаясь до 0,4. На диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO})-\text{SiO}_2$ фигуративные точки, соответствующие гранитам, образуют компактное поле на границе известково-щелочного и щелочно-известкового рядов (рис. 3). Железистость в гранитах колеблется от 0,7 до 1. На диаграммах $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ и $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})-\text{SiO}_2$ они ложатся в область пералюминиевых гранитов (рис. 4). Коэффициент

Таблица 1

Содержание редких и редкоземельных элементов в гранитах Ахмеровского массива

№ п.п.	№ пробы	Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Se	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Rh	Pd
1	Ax-12-1	7,4	4,5	6,2	33	11	2,1	5,7	11	89	20	2,8	< 1	120	49	65	150	78	0,34	< 0,02	< 0,4
2	Ax-12-1/1	3,9	3,1	5,3	25	8,5	1,7	5,5	5,1	75	16	3,7	< 1	90	35	30	130	69	0,83	< 0,02	< 0,4
3	Ax-12-1/2	6,4	2,7	7	37	130	2,7	73	21	82	20	1,7	< 1	130	53	31	130	77	0,69	< 0,02	< 0,4
4	Ax-12-2	9,6	1,4	11	72	44	17	31	7,6	120	16	3	< 1	38	180	24	34	13	0,12	< 0,02	< 0,4
5	Ax-12-2/1	20	1,8	11	86	100	13	44	4,6	77	16	3,1	< 1	66	260	23	58	13	0,3	< 0,02	< 0,4
6	Ax-12-3	29	4,7	8,1	36	9,9	2,6	3,6	11	130	24	1,2	< 1	180	71	68	200	88	0,25	< 0,02	< 0,4
7	Ax-12-4	38	4,6	7,6	36	30	2,3	19	10	130	23	1,2	< 1	170	72	64	110	88	1,2	< 0,02	< 0,4
8	Ax-12-5	34	4,9	7,1	36	11	2,4	4,6	13	130	23	1,5	< 1	160	71	76	200	89	0,85	< 0,02	< 0,4
9	Ax-12-6	39	2,4	13	100	55	13	34	16	96	19	6,2	< 1	150	130	19	30	16	0,11	< 0,02	< 0,4
10	Ax-12-7	9,1	1,8	15	120	61	12	30	6,8	95	19	19	< 1	190	260	14	42	16	0,087	< 0,02	< 0,4

Продолжение таблицы 1

№ п.п.	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1	< 0,2	0,2	4,1	0,38	< 0,05	1,6	1600	89	190	21	77	15	2,4	15	2,4	14	2,6	7,4	1,1	7,7	1,1
2	< 0,2	0,21	3,8	0,13	< 0,05	1	1100	46	130	11	39	7,3	1,3	6,8	1,1	6,3	1,2	3,6	0,54	4	0,55
3	< 0,2	0,21	4,8	0,15	< 0,05	1,1	1500	49	130	12	44	8,5	1,4	7,2	1,1	6,6	1,3	3,7	0,54	3,9	0,54
4	< 0,2	0,36	3,2	0,72	< 0,05	0,56	210	24	45	5,6	20	4,1	0,97	4,2	0,69	4,2	0,85	2,4	0,33	2,3	0,31
5	< 0,2	0,24	2,3	0,56	< 0,05	0,87	390	34	71	7,7	29	5,2	1,1	4,7	0,72	4	0,75	2,2	0,31	2,3	0,32
6	< 0,2	0,28	4,6	0,085	< 0,05	3,9	1500	75	160	18	65	12	2	12	1,9	11	2,2	6,7	0,95	6,6	0,9
7	< 0,2	0,32	6,8	0,1	< 0,05	4	1500	72	160	17	61	11	2	11	1,9	11	2,2	6,5	0,93	6,5	0,88
8	< 0,2	0,34	7,2	0,17	< 0,05	4,1	1600	99	190	22	78	15	2,3	14	2,2	13	2,6	7,7	1,1	7,8	1,1
9	< 0,2	0,29	2,7	0,48	< 0,05	2,8	610	29	67	6,8	24	4,3	0,84	3,9	0,62	3,5	0,69	2	0,28	2,2	0,29
10	< 0,2	0,41	2,5	0,64	< 0,05	1,5	1100	33	66	7,3	25	4,2	0,7	3,3	0,46	2,5	0,45	1,4	0,2	1,7	0,22

Таблица 2

Химический состав гранитоидов Ахмеровского массива

№ обр.	Ах-12-1	Ах-12-1/1	Ах-12-1/2	Ах-12-2	Ах-12-2/1	Ах-12-3	Ах-12-4	Ах-12-5	Ах-12-6	Ах-12-7
SiO ₂	72	72	71,5	52	51,4	71,5	71,5	71,5	57	57
TiO ₂	0,31	0,29	0,29	0,59	0,59	0,29	0,29	0,29	0,63	0,63
Al ₂ O ₃	12,4	13	13,8	14,4	12,4	14	14,1	14,2	15	15,5
Fe ₂ O ₃	2,3	3,2	2,7	0,2	0,5	2,3	2,3	3	0,5	1,4
FeO	1,79	1	1	6,2	3,44	1,87	1,5	1,65	3,59	2,59
MnO	0,04	0,04	0,02	0,13	0,1	0,05	0,04	0,02	0,05	0,05
CaO	0,84	0,84	1	11,79	15,05	0,84	0,8	0,84	9,15	12,7
MgO	1,6	1	1,2	10,4	12	1	1,6	1,2	6,9	3,6
Na ₂ O	3,6	3,6	3,6	2	2,7	3,65	3,55	3,6	3,05	3,05
K ₂ O	4,25	4	4,25	1	1,3	4,05	4	4	1,2	1,25
P ₂ O ₅	0,05	0,06	0,05	0,09	0,09	0,03	0,05	0,05	0,18	0,16
ппп	0,4	0,9	1	0,9	0,8	0,72	0,32	0,32	1,6	1,72
Сумма	99,58	99,93	100,41	99,7	100,37	100,3	100,05	100,67	98,85	99,65

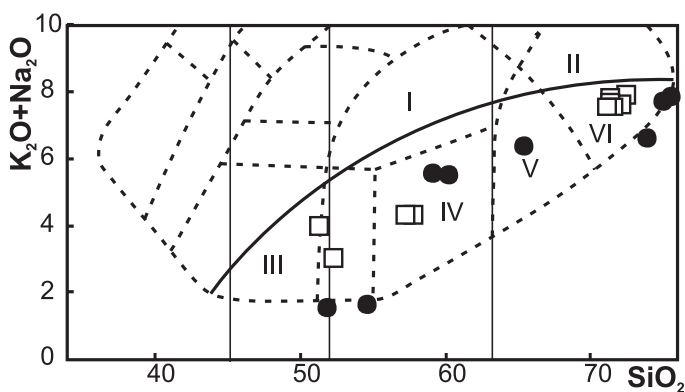


Рис. 2. Диаграмма (Na₂O+K₂O)–SiO₂ для пород Ахмеровского массива

I — монзонит, II — щелочной гранит, III — габбро, IV — диорит, V — гранодиорит, VI — гранит нормального ряда. Сплошная линия на диаграмме отделяет поля пород нормального ряда (ниже линии) от щелочных разновидностей (выше линии) [Интерпретация..., 2001] Кругами показаны анализы В.М. Горожанина [2007], квадратами — собственные данные.

агпаитности в диоритах в среднем составляет 0,26, глиноземистость 1,76. В гранитах глиноземистость изменяется от 2 до 5 при средней 3,4; коэффициент агпаитности довольно стабилен и соответствует в среднем 0,56.

Спектры распределения хондрит-нормированных значений редкоземельных элементов в диоритах и гранитах Ахмеровского массива образуют довольно узкую область на уровне 10–100 единиц. В них наблюдается преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, проявлена незначительная отрицательная европиевая аномалия, что в целом повторяет распределение микроэлементов

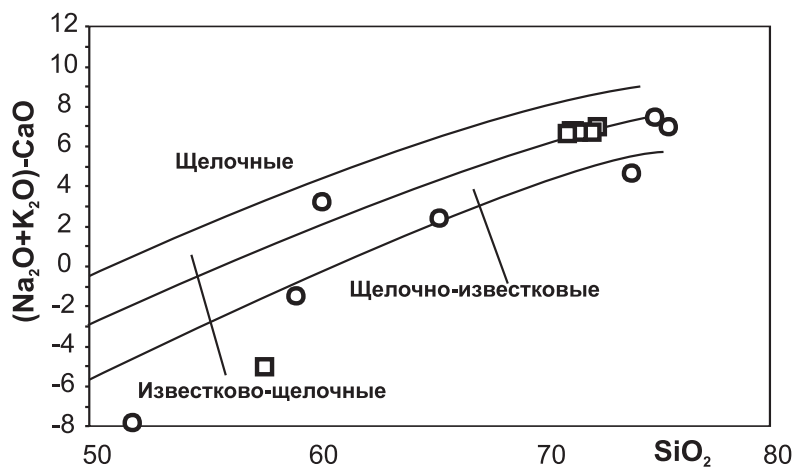


Рис. 3. Диаграмма (Na₂O+K₂O)–CaO – SiO₂ для пород Ахмеровского массива

Кругами показаны анализы В.М. Горожанина [2007], квадратами — собственные данные.

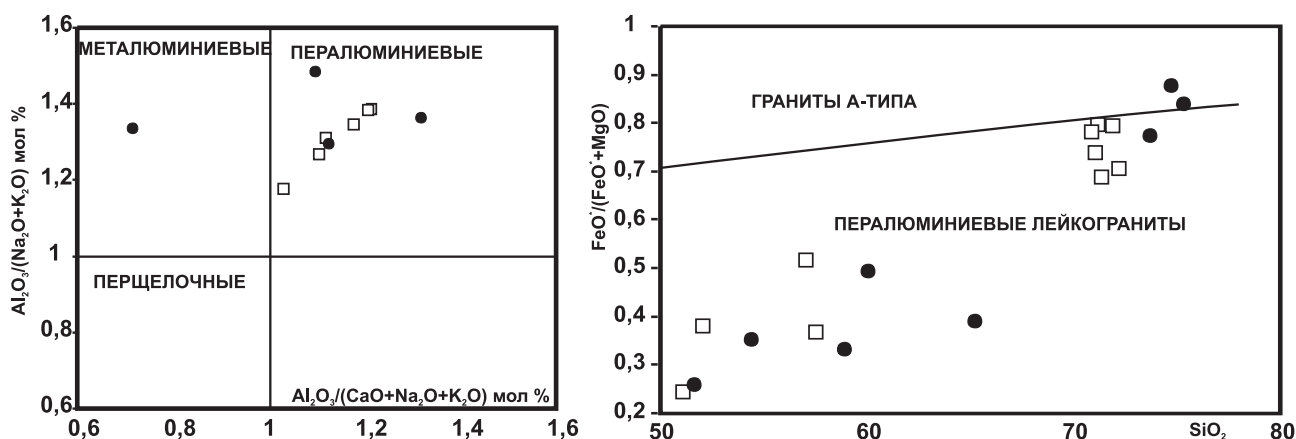


Рис. 4. Диаграммы $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O) - Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ и $FeO/(FeO+MgO) - SiO_2$ [Frost et al., 2001] для гранитов Ахмеровского массива

Кружками показаны анализы В.М. Горожанина [2007], квадратами — собственные данные.

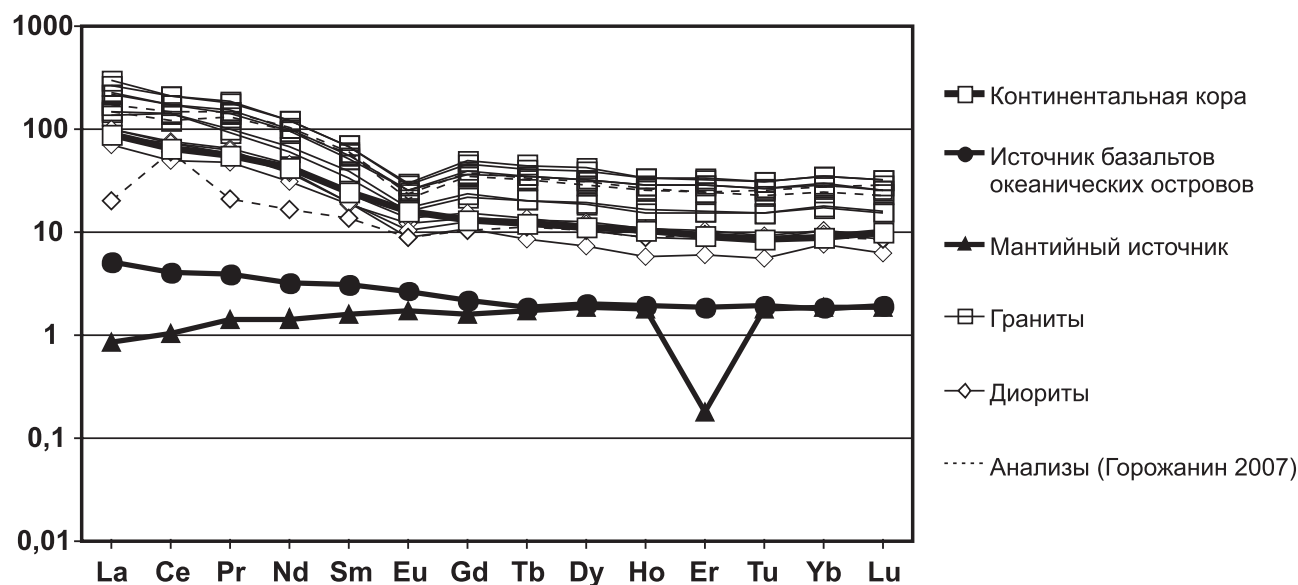


Рис. 5. Хондрит-нормированное распределение РЗЭ для гранитов Ахмеровского массива

в породах континентальной коры. Кривые распределения редкоземельных элементов в диоритах и гранитах параллельны, наблюдается лишь незначительное обогащение микроэлементами с повышением содержания SiO_2 (рис. 5). Отношение абсолютных значений La/Yb довольно стабильно и варьирует от 10 до 13, поднимаясь до 20 и опускаясь до 3,5. Отношение La/Lu в среднем составляет 84 при минимальном значении — 22,6 и максимальном — 150. На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса [Pearce et al., 1984] фигуративные точки гранитов Ахмеровского массива образуют компактные поля в области внутриплитных гранитов, диориты же все попадают в область вулканических дуг (рис. 6). Среднее значение Y/Nb в породах массива равно

0,9 при колебаниях от 0,4 до 1,8. На тройных диаграммах [Eby, 1992], предназначенных для разделения анорогенных гранитов, породы Ахмеровского массива образуют поле на границе типов А1 и А2 (рис. 7). Для таких пород предполагается смешанный мантийно-коровый источник вещества при широком участии магматической дифференциации, которая, вероятно, привела к появлению диоритов.

Из полученных собственных петрогеохимических данных, а также на основании анализа опубликованных работ можно сделать вывод, что Ахмеровский массив гранитов комагматичен машакским вулканикам и по своему палеотектоническому режиму соответствует стабильным консолидированным структурам платформенного типа.

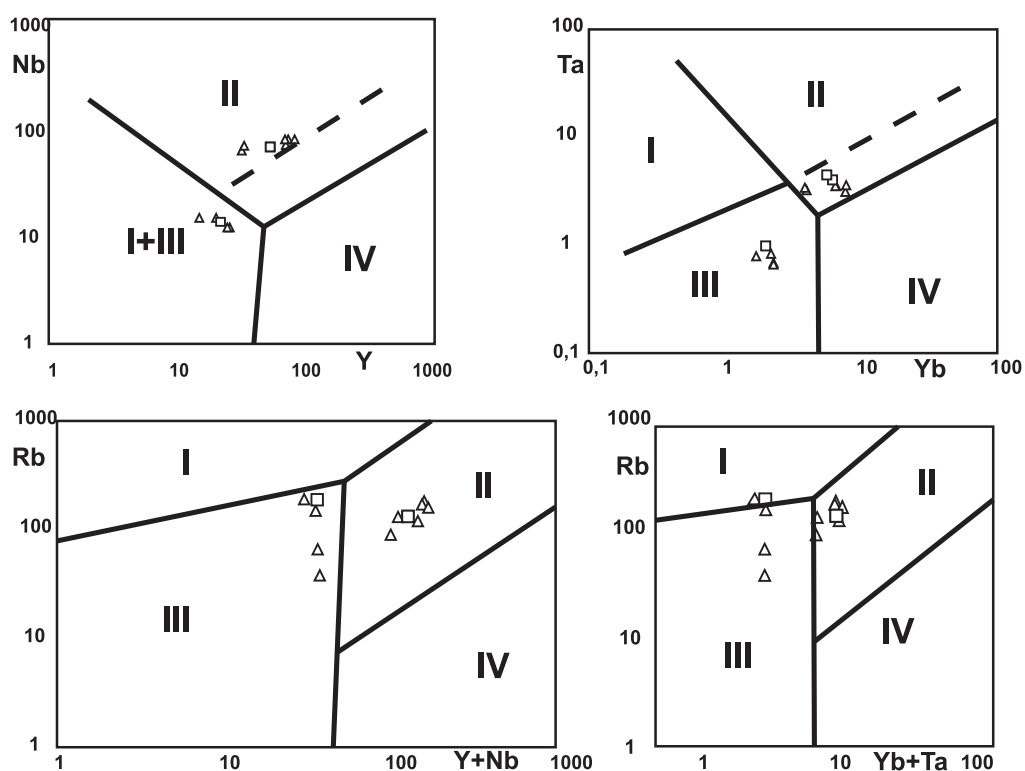


Рис. 6. Диаграммы Дж. Пирса [Pearce et al., 1984] для гранитов Ахмеровского массива

I — коллизионные граниты, II — внутриплитные граниты, III — граниты вулканических дуг, IV — граниты океанических хребтов.

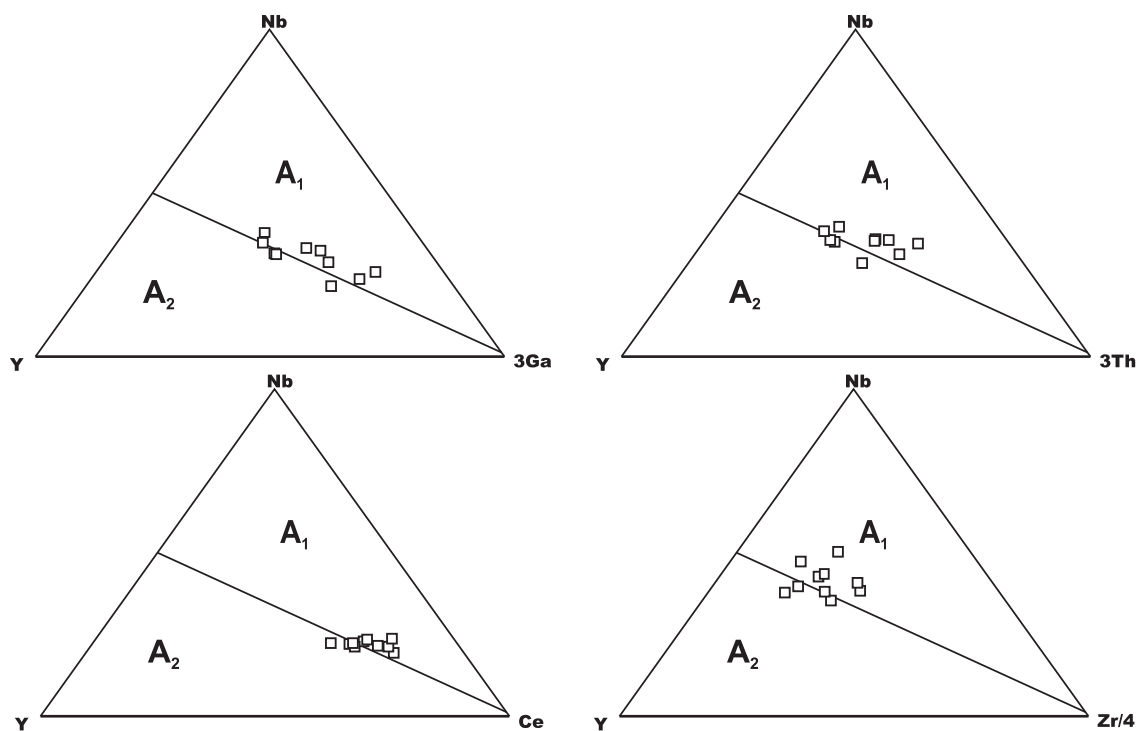


Рис. 7. Тройные диаграммы G.N. Ебу [1992] для гранитов Ахмеровского массива

A1 — поле гранитов, имеющих геохимические характеристики базальтов океанических островов; A2 — поле гранитов, имеющих геохимические характеристики базальтов островных дуг и континентальных окраин.

Литература:

Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. — М.: Наука, 1984. — 136 с.

Гаррис М.А. Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. — М.: Наука, 1977. — 295 с.

Горожанин В.М., Носова А.А., Горожанина Е.Н. Новые Rb-Sr и геохимические данные по Ахмеровскому гранитному массиву (Башкирский мегантиклинорий) // Геологический сборник № 6 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. — С. 17–20.

Интерпретация геохимических данных / Под ред. чл.-кор. РАН *Е.В. Складова*. — М.: Интермет инжиниринг, 2001. — 289 с.

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. — Т. 418, № 2. — С. 241–246.

Рыкус М.В., Сначев В.И., Бажин Е.А. Анорогенные граниты западного склона Южного Урала: состав, петрогенезис, минералогия // Нефтегазовое дело. — 2011. — Т. 9, № 2. — С. 282–301.

Сначев А.В., Сначев В.И., Рыкус М.В., Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Ардисламов Ф.Р. Геология, петрогеохимия и рудоносность углеродистых отложений Южного Урала. — Уфа: ДизайнПресс, 2012. — 208 с.

Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // *Geology*. — 1992. — V. 20. — P. 641–644.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.* — 2001. — V. 42, No 11. — P. 2033–2048.

Glasmacher U.A., Bauer W., Giese U., Reynolds P., Kober V., Puchkov V., Stroink L., Alekseyev A.A., Willner A.P. The metamorphic complex of Beloretsk, SW Urals, Russia — a terrane with a polyphase — to Neoproterozoic tectonothermal evolution // *Precambrian Res.* — 2001. — V. 110. — P. 185–213.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* — 1984. — V. 25, Is 4. — P. 956–983.

Willner A.P., Sindern S., Metzger R., Ermolaeva T., Kramm U., Puchkov V., Kronz A. Typology and single grain U/Pb ages of detrital zircons from Proterozoic sandstones in the SW Urals (Russia): early time markers at the eastern margin of the Baltica // *Precambrian Res.* — 2003. — V. 124. — P. 1–20.

Сведения об авторе:

Бажин Евгений Александрович, Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: bazhin_evgeniy@mail.ru.

GEOLOGY AND PETROGEOCHEMISTRY OF THE ACHMEROVO GRANITE MASSIF (BASHKIRIAN MEGANTICLINORIUM)

E.A. Bazhin

Bazhin Evgeniy Alexandrovich, Institute of geology of the Ufimian scientific centre (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: bazhin_evgeniy@mail.ru.

Abstract. This paper considers geological setting of Achmerovo granite massif, min-eralogical features and chemistry of its rocks. It shows that this massif is a comagmatic in-trusion for mashak volcanic rocks. It was formed under a paleotectonic regime which took place on a stable intraplate structure.

Keywords: Achmerovo granite massif, anorogenic granites, granite.