

А. А. Краснобаев<sup>1</sup>, В. И. Козлов, В. Н. Пучков,  
А. Н. Ларионов<sup>2</sup>, А. Г. Нехорошева<sup>2</sup>, Н. Г. Бережная<sup>2</sup>

## О ВОЗРАСТЕ БАРАНГУЛОВСКОГО ГАББРО-ГРАНИТНОГО КОМПЛЕКСА ЮЖНОГО УРАЛА

### ВВЕДЕНИЕ

Проблема возраста метаморфических образований Уралтауского антиклинория на Южном Урале является весьма актуальной, и к решению ее мы можем приблизиться, определяя новейшими методами возраст интрузивных пород, прорывающих эти метаморфиты. К таким интрузивным породам принадлежат габбро и граниты Барангуловского комплекса.

Барангуловский комплекс расположен на западном склоне Южного Урала, в привершинной части Главного Уральского водораздела (хр. Уралтау), в верховьях рек Рясток (бассейн р. Урал), Городской Дол и Вишневого Дол (бассейн р. Белая), в 13 км восточнее пос. Тирлян и в 25 км северо-восточнее г. Белорецка. Интрузивные тела здесь образуют цепочку северо-восточного простирания длиной 12–15 км при ширине от 0,5–1 до 5 км (рис. 1).

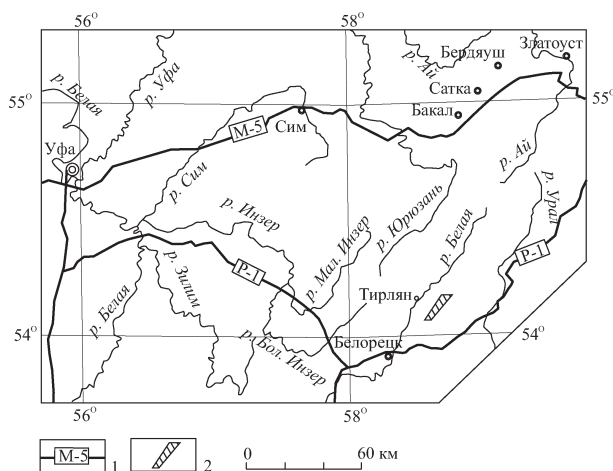


Рис. 1. Обзорная карта

1 — автотрассы: М-5 — федеральная Москва — Владивосток, Р-1 — республиканская Уфа — Белорецк — Учалы; 2 — местоположение Барангуловского комплекса

Первые сведения об интрузивных породах в районе пос. Тирлян были получены при проведении здесь рекогносцировочных маршрутов Ф.Н. Чернышевым в 1889 г. и Н.Н. Дингельшtedтом в 1933 г. Позднее изучением этих магматических пород занимались А.И. Иванов, В.И. Козлов [Богатырева, Козлов, 1972; Козлов и др., 1973], А.А. Алексеев

[1976]; в 1995–2000 гг. в пределах Барангуловского комплекса В.И. Сначевым с соавторами [Рыкус и др., 2002] были проведены поиски редкоземельных элементов.

### КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В структурном отношении Барангуловский интрузивный комплекс приурочен к западному крылу Кубяковской антиклинали в северной части Уралтауского антиклинория, ядро которой на широте пос. Тирлян (Рястокская брахиантиклиналь) сложено преимущественно сланцами переменного слюдяно-хлорит-плагиоклаз-кварцевого состава, переслаивающимися с их более кварцевыми разновидностями и слюдястыми кварцитами (уткальская свита среднего рифея, мощность 1350–2300 м). Крылья брахиантиклинали сложены курташской (кварциты, мусковит-кварцевые сланцы часто с хлоритом, местами с графитом и плагиоклазом, кварцито-песчаниками, в верхах разреза отмечаются известняки и доломиты, мощность 900–1200 м), мазаринской (сланцы эпидот-мусковит-хлорит-плагиоклаз-кварцевого переменного состава с прослоями метаморфизованных конгломератов, гравелитов и песчаников и кварцитов; отмечаются метавулканы основного состава; мощность 400–800 м) и арвякской (метаморфизованные гравелиты и конгломераты, в верхах разреза восточнее д. Махмутово присутствуют доломиты и известняки, содержащие перекристаллизованные строматолиты и микрофитолиты IV (укского) комплекса, мощность 750–1000 м) свитами. В Унифицированных стратиграфических схемах докембрия Урала 1993 года уткальская свита сочтена возрастным аналогом авзянской свиты среднего рифея, курташская свита признана аналогом зильмердакской свиты, мазаринская — инзерской, а арвякская — миньярской свит типовых разрезов рифея Башкирского мегантиклинория. Важно отметить, что уткальская, курташская, мазаринская и арвякская свиты образуют здесь единую осадочную последовательность, сменяя друг друга в вертикальном ряду и по площади, что прекрасно видно в периклинальном замыкании Кубяковской антиклинали и подтверждено геологическим картированием этой площади в масштабе 1:50 000 [Козлов и др., 1964–1969 гг.]

В данной статье при описании геологического строения района и петрографического состава

<sup>1</sup> Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН, г. Екатеринбург.

<sup>2</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, г. С.-Петербург.

интрузивных пород рассматриваемого комплекса в основном использованы материалы, полученные при проведении геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 в районе пос. Тирлян в 1964–1969 гг. под руководством и при непосредственном участии В.И. Козлова. В результате этих работ установлено:

1) Барангуловский комплекс включает несколько крупных ( $7000 \times 500 \text{ м}^2$ ,  $3000 \times 500 \text{ м}^2$ ) и множество мелких сблизженных тел, образующих четко выраженные пространственные ассоциации — полосы и цепочки интрузий, ориентированные в северо-восточном направлении (рис. 2);

2) интрузии комплекса имеют четкие рвущие контакты с вмещающими метаосадочными образованиями мазаринской и арвякской свит, что видно

непосредственно в многочисленных обнажениях в верховьях руч. Вишневый Дол, р. Рясток и в районе горы Галишенский Камень, а также вскрыто многими шурфами, пройденными по коренным породам с применением буровзрывных работ (рис. 3, 4); предыдущие исследователи [Иванов, 1960 и др.]

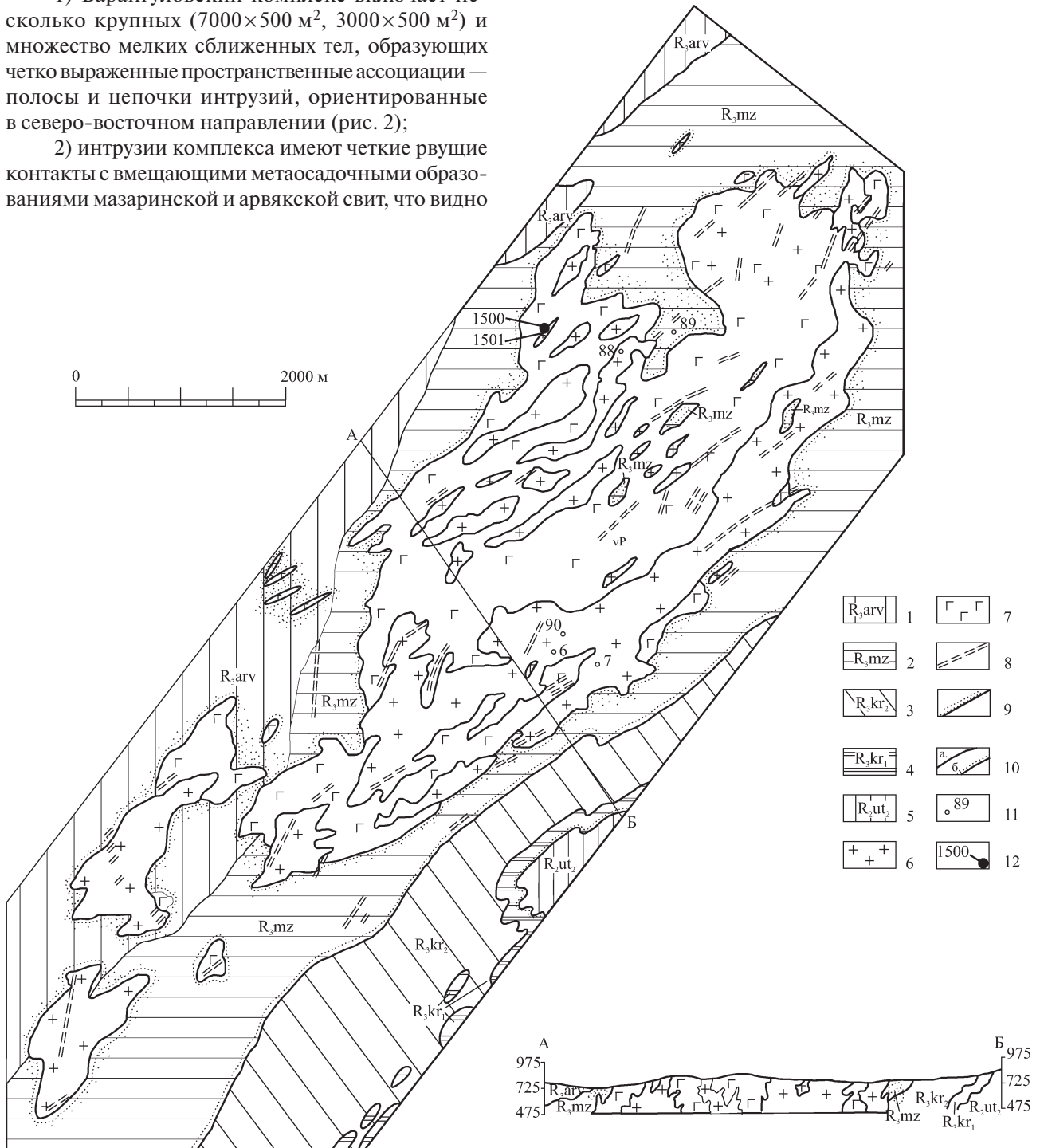


Рис. 2. Схема геологического строения Барангуловского габбро-гранитного комплекса Южного Урала. Составил В.И. Козлов с использованием материалов [Богатырева, Козлов, 1972; Козлов и др., 1973]

1–5 — стратиграфические подразделения: верхний рифей, свиты: 1 — арвякская ( $R_{arv}$ ), 2 — мазаринская ( $R_{mz}$ ), 3, 4 — курташская ( $R_{kr}$ ), подсвиты: 3 — средняя ( $R_{kr_2}$ ) и 4 — нижняя ( $R_{kr_1}$ ); средний рифей: 5 — утальская свита, верхняя подсвита ( $R_{ut_2}$ ); 6 — граниты; 7 — габбро; 8 — зоны грейзенизации; 9 — зоны окварцевания; 10 — геологические границы: интрузивные и нормальные согласные (а), несогласные (б); 11 — скважины; 12 — место отбора проб на определение возраста циркона и их номера

полагали, что интрузии Барангуловского комплекса несогласно перекрыты разногальчными мета-конгломератами мазаринской свиты;

3) в составе комплекса преобладают граниты, имеющие с габбро четкие интрузивные контакты (рис. 5), содержащие многочисленные ксенолиты

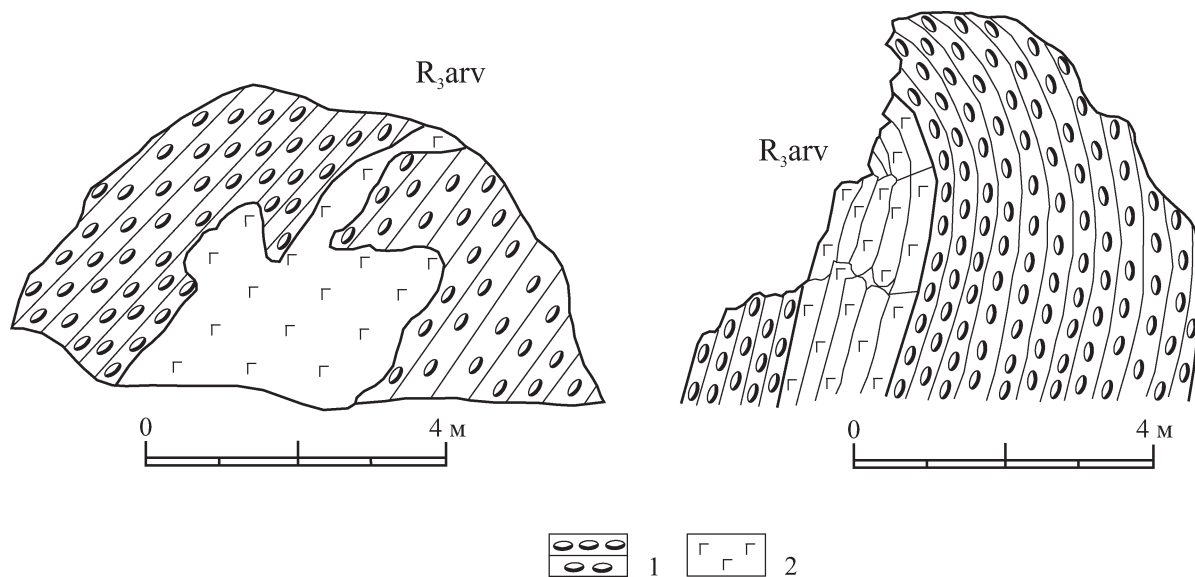


Рис. 3. Характер контакта габброидов с конгломератами арвякской свиты ( $R_{3arv}$ ) в районе г. Галишинский Камень

1 — конгломераты; 2 — габброиды

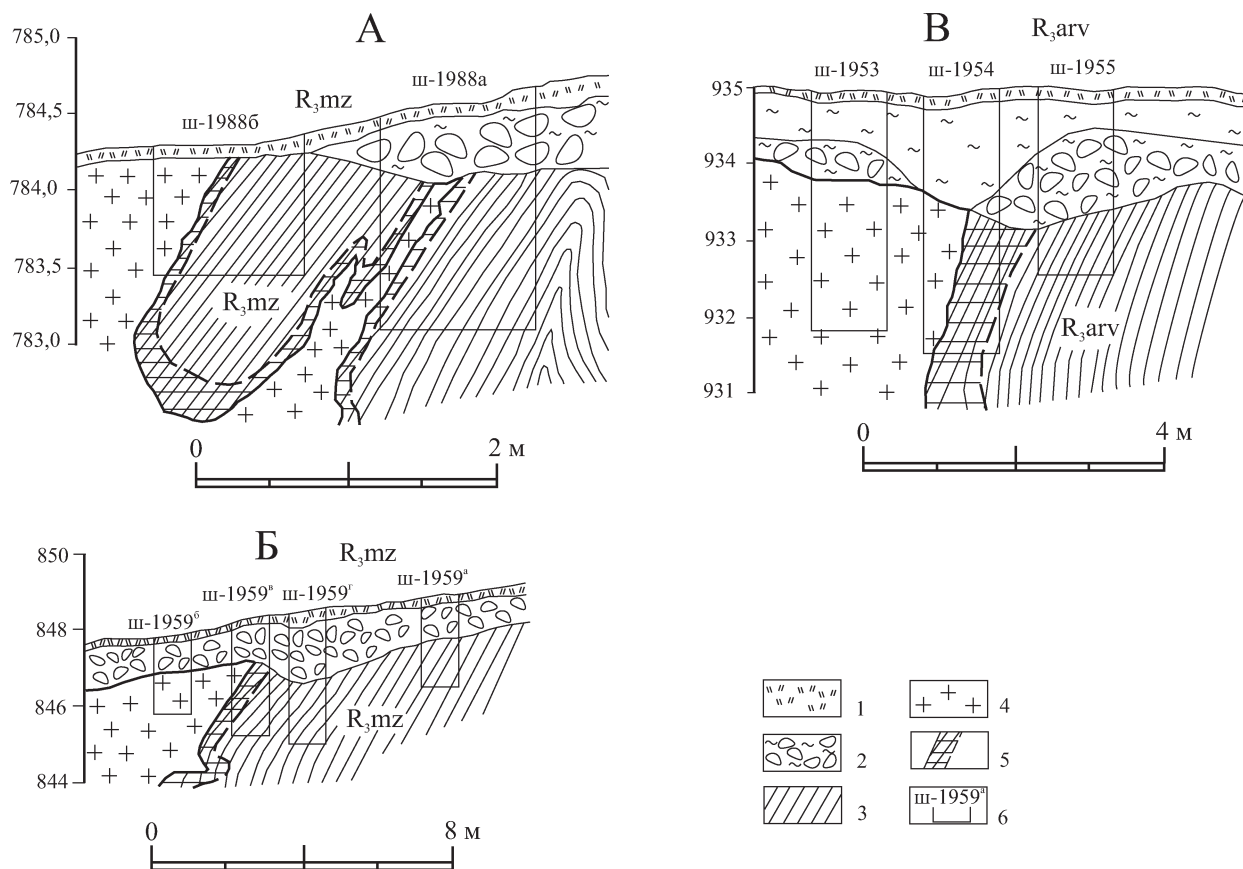


Рис. 4. Характер контакта гранитов с метаморфическими породами мазаринской свиты ( $R_{3mz}$ ) в верховьях р. Рясток (А) и руч. Вишневый Дол (Б) и арвякской свиты ( $R_{3arv}$ ) в районе г. Галишинский Камень (В)

1 — почвенно-растительный слой; 2 — элювиально-делювиальные образования; 3 — метаморфические породы мазаринской свиты; 4 — граниты; 5 — зона интенсивно ороговикованных вмещающих пород

последних (обнажения в верховьях руч. Вишневы Дол, р. Рясток и в районе г. Галишенский Камень) и часто образующие в них многочисленные дайки, шлиры и прожилки; отсутствие постепенных переходов между габбро и гранитами позволяет считать их принадлежащими к различным импульсам магматизма, заключительные проявления которых фиксируются дайками аплитов, гранит-порфиров и диабазов;

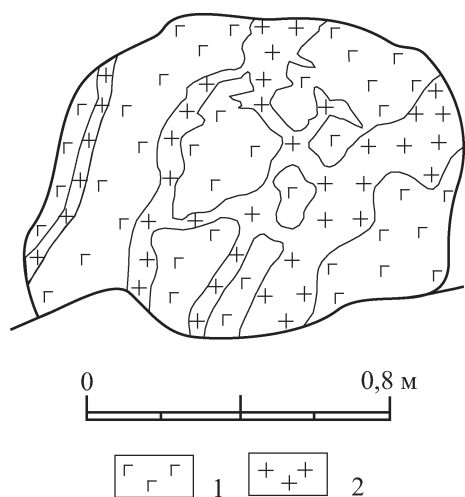


Рис. 5. Характер контакта габбро и гранитов в верховьях руч. Вишневы Дол

Условные обозначения см. рис. 3, 4

4) практически все породы Барангуловского комплекса испытали постмагматические изменения, дробление и рассланцевание;

5) наличие останцов, провесов кровли и ксенолитов в теле интрузий, характер и морфология интрузивных тел (обилие мелких разрозненных штоков, даек и апофиз) и широкое развитие высокотемпературных постмагматических процессов, наиболее характерных для апикальных частей интрузий, свидетельствует о незначительном эрозионном срезе интрузий Барангуловского комплекса.

Интрузии габбро Барангуловского комплекса распространены преимущественно в верховьях р. Рясток и руч. Городской Ключ (см. рис. 2). Как отмечалось выше, эрозионный срез интрузии очень незначительный, поэтому выходы габброидов имеют причудливую форму, в общем вытянутую в северо-восточном направлении. Они представляют собой различные по величине интрузии, то с крутопадающими, резко секущими, то с субогласными с вмещающими породами контактами (см. рис. 3). По минеральному составу и структурно-текстурным особенностям здесь выделены габбро, кварцевые габбро, габбро-диориты и габбро-долериты. Однако основные породообразующие минералы в них идентичны и выделенные различия различаются лишь по количественному соотношению породообразующих минералов и более точно — по химическому

составу. Макроскопически перечисленные выше породы трудноотличимы друг от друга и обычно они описываются как амфиболизированные метагаббро. Это очень плотные темно-зеленые средне- и мелкозернистые породы, которые иногда, особенно в краевых частях массивов и в мелких дайкообразных телах, бывают интенсивно рассланцованы.

В составе Барангуловского интрузивного комплекса граниты пользуются наибольшим распространением (см. рис. 2). По особенностям минерального состава в них обычно выделяются лейкократовые граниты, гранит-порфиры и гранодиориты. Преобладают лейкократовые граниты с повышенным содержанием кремнезема (70–75%) и фтора. Граниты, как правило, крупнозернистые, реже среднезернистые, массивные, светло-, желтовато- и реже зеленовато-серого цвета. Различная интенсивность метасоматических изменений гранитов приводит к значительным колебаниям в содержании основных породообразующих минералов.

Минеральный состав, структурно-текстурные особенности габбро и гранитов Барангуловского комплекса, а также их эндо- и экзоконтактные изменения и характер вторичных преобразований пород достаточно подробно описаны в работах В.И. Козлова [Богатырева, Козлов 1972; Козлов и др., 1973], А.А. Алексева [1976], В.И. Сначёва и М.В. Рыкуса [Рыкус и др., 2002]. Поэтому на их характеристике мы останавливаться не будем.

На возраст интрузий Барангуловского комплекса существовало несколько точек зрения. В 1933 г. Н.Н. Дингельштедт считал их досилурийскими. В 1960 г. А.И. Иванов на Государственной геологической карте масштаба 1:200 000 выделил только граниты и отнес их к нижнему палеозою. Цитируемый автор считал, что мазаринская свита на гранитах залегает с размывом, ссылаясь на находки галек последних в перекрывающих конгломератах. Проведенные нами при геологосъемочных работах тщательные поиски галек барангуловских гранитов в конгломератах мазаринской и арвякской свит положительных результатов не дали. Гальки гранитов, подобных барангуловским, обнаружены в вышележащей аршинской свите [Козлов и др., 1973; Алексеев, 1976]. В 1961 г. Ю.Д. Смирнов предположительно счел граниты Барангуловского комплекса силурийско-раннедевонскими. В 1964 г. Д.Г. Ожиганов отнес эти граниты к среднепротерозойскому тектоно-магматическому циклу. В 1971 г. М.А. Гаррис (на основе К–Аг определений в 340–400 млн. лет, выполненных в Лаборатории изотопной геологии ИГ БФАН СССР, ныне ИГ УНЦ РАН) отнесла их к каледонской эпохе. На основании этих же датировок В.И. Козлов [Богатырева, Козлов, 1972; Козлов и др., 1973] предположил среднепалеозойский возраст рассматриваемых интрузий. В 1976 г. А.А. Алексеев отметил, что граниты Барангуловского комплекса имеют допалеозойский возраст. В 1973 г. для

цирконов из барангуловских гранитов была получена U—Pb датировка (без изотопного анализа свинца) в  $630 \pm 60$  млн. лет [Краснобаев и др., 1973], после дополнительного изучения циркона эта цифра была уточнена до  $660 \pm 15$  млн. лет [Коротеев и др., 1997]. На этом основании граниты Барангуловского комплекса были отнесены к венду [Геологическая карта ..., 2002]. По результатам масс-спектрометрического Pb—Pb анализа цирконов, возраст гранитов порядка 1,8 млрд. лет [Рыкус и др., 2002]. Принципиальное значение для установления возрастной позиции Барангуловского комплекса имеют достоверно установленные [Богатырева, Козлов, 1972; Козлов и др., 1973] в верховьях руч. Вишневого Дол, р. Рясток и в районе г. Галишинский Камень интрузивные контакты габбро и гранитов с метасадочными породами мазаринской и арвянской свит верхнего рифея.

#### ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ, ГЕОХИМИЧЕСКИХ И РАДИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Для получения U—Pb датировок циркона на ионном микрозонде (SIMS SHRIMP II) из габбро и гранитов Барангуловского комплекса нами были отобраны две крупнообъемные пробы.

На гривке в 300 м восточнее брода через ручей Городской Ключ по дороге пос. Тирлян — д. Мушино, в 100 м севернее последней, отобрана проба № 1500 (исходный вес около 120 кг) для выделения циркона с целью определения возраста габброидов. Последние плотные, темно-зеленые, мелко- и среднезернистые. Они имеют реликтовую пойкилоофитовую структуру, ориентированную текстуру, сильно амфиболитизированные, в меньшей степени хлоритизированные и слабо окварцованные.

Первичные магматические минералы (плагиоклаз, клинопироксен и ильменит) замещены хлоритом (до реликтов, но первоначальные контуры зерен в основном сохранились). У клинопироксена идиоморфизм выше и он количественно несколько преобладает над плагиоклазом. Зерна темноцветного клинопироксена таблитчатого или призматического облика (размер от 0,8 до 4,5 мм) замещены светло-коричневой роговой обманкой, часто переходящей в бледно-зеленую, а затем, по краям зерен, в бесцветный тонкопризматический тремолит, часто разноориентированный. В зернах клинопироксена, псевдоморфно замещенных роговой обманкой, отмечаются пойкилитовые вроски тонкопризматического (до 0,1 мм) плагиоклаза, неравномерно замещенные эпидотом и хлоритом. Роговая обманка иногда неравномерно замещена хлоритом с редкими включениями тонких зерен эпидота. Присутствуют редкие зерна темноцветного минерала, полностью замещенные бледно-зеленым хлоритом, который нередко развит по контурам с тонкой (до 0,01—0,02 мм)

оторочкой из лейкоксенизированных титанистых минералов. Призматические зерна плагиоклаза (от 0,6 до 3,5—4 мм) занимают свободные пространства между зернами темноцветного минерала. Он неравномерно замещен (полностью или до реликтов) тонкими минералами группы эпидота, обычно в ассоциации с микропризматическим бледно-зеленым актинолитом с хлоритом и реже с кварцем. В незначительных реликтах сохранился альбит. Зерна лейкоксенизированного и сфенизированного титаномагнетита и магнетита иногда пересекаются тонкими извилистыми кварцевыми прожилками. В хлоритовых скоплениях спорадически присутствуют единичные включения микропризматического апатита.

Минеральный состав габброидов: роговая обманка — 40—42%, тремолит (бесцветный) и актинолит (бледно-зеленый) — 7—8%, хлорит (пеннин) — 12—15%, минералы группы эпидота (эпидот, цоизит) — 25—30%, кварц — 1—3%, альбит — 2—3%, ильменит сфенизированный, а затем лейкоксенизированный, магнетит окисленный, мусковит, вероятно, по амфиболу и апатит — ед. зн.

В крупнозернистых гранит-порфирах в 10 м юго-западнее места отбора пробы 1500 (из габброидов) на той же самой гривке (см. рис. 2) взята проба 1501 исходным весом около 150 кг. Это плотные массивные породы светло-серого цвета с желтоватым оттенком. Гранит-порфир с сериальнопорфировой, пойкилитовой структурой, с нематогранобластовой структурой основной массы, с разноориентированной, массивной текстурой. Минеральный состав гранит-порфиров: плагиоклаз (олигоклаз — 18—20%, олигоклаз — андезин), иногда замещенный кварцем — 30—35%; калишпат, большей частью замещенный шахматным альбитом или кварцем — 10—15%; кварц — 35—40%, стильномелан — 6—8%, эпидот — 1%; ортит, циркон и апатит — ед. зн.; микрокристаллики ортита и циркона, включенные обычно в порфиновые вкрапленники.

Порода состоит из порфировых вкрапленников (занимающих до 60—65% площади шлифа) и основной массы. Порфиновые вкрапленники (от 0,8 мм до 2,2 см) представлены преимущественно фенокристами плагиоклаза таблитчатого облика, без четких кристаллографических ограничений, с двойниковыми полосками, с частыми пойкилитовыми включениями кварца, реже стильномелана. Присутствуют более редкие вкрапленники кварца и единичные — калишпата. Вкрапленники кварца по контурам слабо гранулированы или корродированы кварцем и поэтому имеют неровные ограничения. Таблитчатые вкрапленники калишпата (до 1,5 см) замещены шахматным альбитом, переполнены пойкилитовыми включениями кварца и плагиоклаза, которые по контурам корродированы тонкими зернами кварца. Основная масса состоит из изометричных тонких зерен кварца, пронизанных разно-

ориентированными сильно вытянутыми тонкими пластинками (до 0,5 мм) стильпно-мелана бурого цвета. В кварцевом агрегате присутствуют редкие реликтовые включения плагиоклаза. Порода сильно метаморфизована и окварцована.

Из этих проб получены монофракции циркона, по которым выполнены минералогические, геохимические и радиологические исследования.

**Минералогия.** Цирконы габбро при оптических исследованиях представляют кристаллы, удлинение которых меняется от 1,5–2 до 6–7. Существенные различия между ними обусловлены наличием первичных включений (рис. 6, кристаллы 1–5). Длиннопризматические кристаллы (I тип) удивительно стерильные (гомогенные), так как включения в них практически отсутствуют (рис. 6, кристалл 2). Переход от них к короткопризматическим (II тип) сопровождается резким возрастанием количества включений (от единичных игольчатых, представленных, возможно, рутилом или апатитом, а также породообразующими минералами, до объемных произвольной формы газовой-жидких или расплавленных). Подобные различия обусловлены эволюцией исходного габбрового расплава: на ранних этапах он представляет гомогенную систему, температурные параметры которой допускают образование лишь наиболее высокотемпературной твердой фазы — цирконов I типа. По мере остывания расплава появляются поздние цирконы II типа и зародыши аксессуарных и породообразующих минералов, образующие, наряду с микровключениями расплава, чужеродную фазу в цирконах. Это свидетельствует о начале необратимого процесса кристаллизации расплава, т. е. образования самих габбро.

По облику, прозрачности, окраске и характеру включений цирконы гранитов подобны поздним разновидностям (II типу) в габбро (рис. 6, кристаллы 6–12). У них уже заметно распределение включений по зонам роста (рис. 6, кристалл 7) и иногда лишь частичный захват твердофазных включений (рис. 6, кристалл 9). У некоторых кристаллов отчетливо проявляются признаки дробления и метасоматического преобразования (рис. 6, кристаллы 10–12). В целом эти данные допускают прямую генетическую связь и преемственность между габбровым и гранитным расплавами.

Различия габбровых цирконов подтверждаются их катодолюминесценцией (CL). Для I типа (рис. 6, кристаллы 13–15) характерны однородность и тонкая линейная зональность, для II типа — более сложная зональность, иногда в совокупности с секторальностью (рис. 6, кристаллы 16–18). Четко фиксируются расплавленные включения, приуроченные к краевым и к центральным частям кристаллов (рис. 6, кристаллы 19, 20), а также метасоматические преобразования (пятнистость), «секущие» первичные границы роста (рис. 6, кристалл 20). У цирконов гранитов (рис. 6, кристаллы 21–26), близких по

данным CL цирконам II типа габбро, отдельные зоны и даже последовательные генерации проявляются более отчетливо и контрастно. При наличии в одном кристалле нескольких генераций заметны признаки растворения и изменения предыдущих, которые иногда сохраняются лишь в реликтах (рис. 6, кристалл 26).

**Геохимия.** Согласно геохимическим данным (табл., рис. 7), цирконы I типа в габбро отличаются от остальных повышенным отношением  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$  (0,90–1,00), тогда как цирконы гранитов и II типа из габбро оказываются подобными (0,51–0,86 и 0,53–0,87 соответственно).

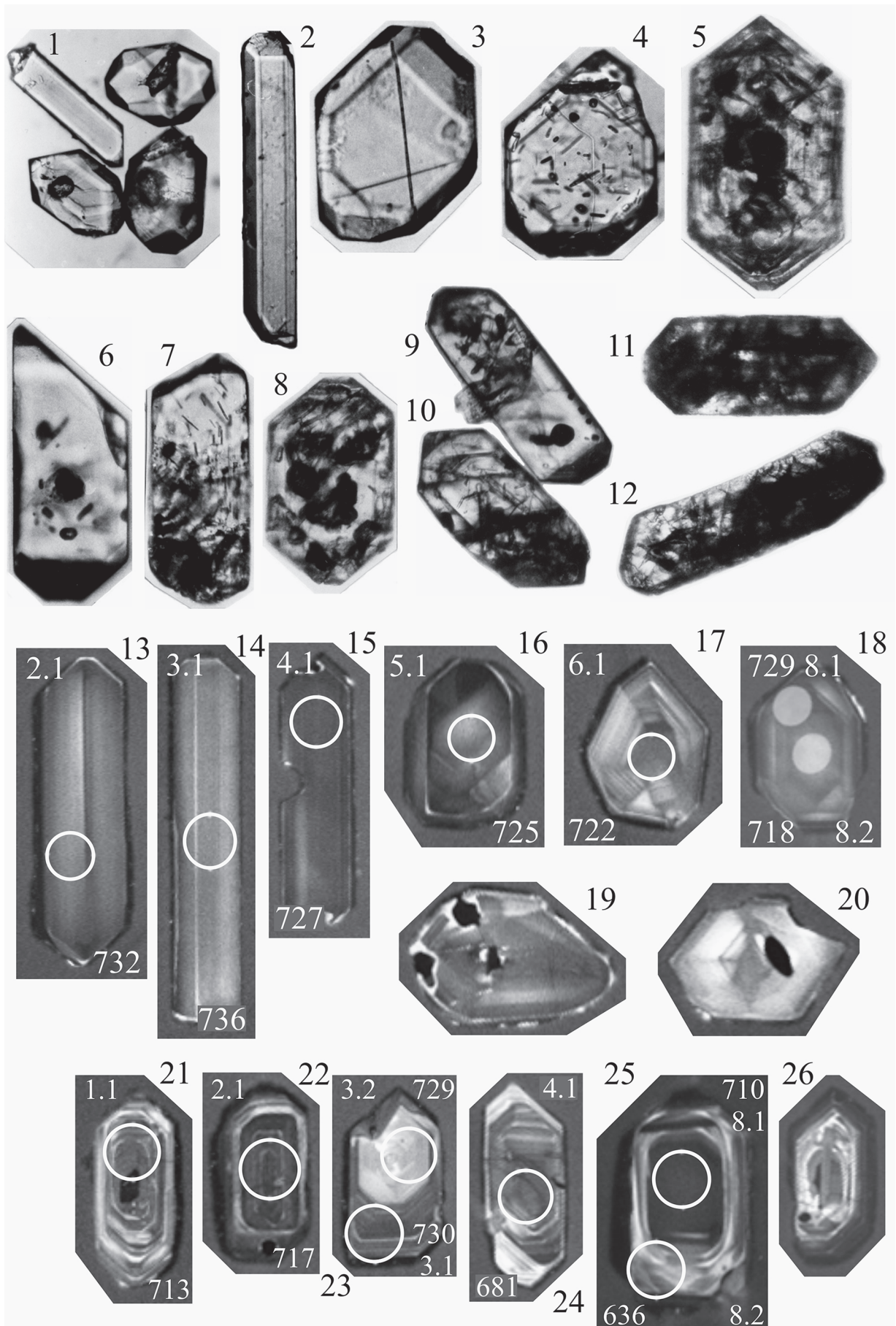
На рисунке 7 цирконы габбро образуют компактную (за исключением кристалла 4.1, расположенного в правом верхнем углу) группу, которая занимает «секущее» положение относительно гранитных цирконов. При этом выделяется два тренда (А и Б), отражающие возможные варианты связи габбро с гранитами: преемственность состава (от основных пород к кислым, тренд Б, частично А), обособленность развития части гранитоидов (тренд А,  $\text{U} < 220 \text{ ppm}$ ), существование двух импульсов магматизма, обусловивших двустадийную эволюцию пород Барангуловского комплекса.

**Геохронология.** Все анализы выполнены на ионном микрозонде (SHRIMP II) в ЦИИ ВСЕГЕИ по стандартной методике [Lagionov et al., 2004]. Возрастные параметры цирконов (табл., рис. 6, 8) позволяют проследить их эволюцию уже во времени, что дополняет рассмотренную характеристику на основе вещественно-минералогических критериев.

Три кристалла I типа (табл., проба 1500, анализы 2.1, 3.1 и 4.1; рис. 6, 8 а.) образуют достаточно однородную группу с возрастом  $733 \pm 14$  млн. лет, а неучтенный кристалл (табл., проба 1500, анализ 1.1) с минимальным содержанием U может быть несколько древнее этого значения (до  $751 \pm 14$  млн. лет по  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ). Для остальных кристаллов, представляющих II тип, наиболее вероятный возраст (рис. 6, 8 б; табл., проба 1500, анализы 5.1–9.1) составляет  $728 \pm 8$  млн. лет. В эту группу входят и частично измененные индивиды, у которых существуют зоны (генерации) с практически конкордантными значениями возраста ( $729$  млн. лет, табл., проба 1500, анализ 8.1), и претерпевшие изменения (табл., проба 1500, анализ 8.2;  $718$  млн. лет по  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ). Возрастные параметры обоих типов цирконов габбро, с учетом аналитических погрешностей, практически совпадают и близки интегральной

#### Рис. 6. Строение цирконов Барангуловского комплекса

Цирконы — из габбро (1–5, 13–20) и гранитов (6–12, 21–26) по данным оптических (1–12) и катодолюминесцентных (13–26) исследований. Кружки — кратеры анализа, до 30 мкм. Двойные цифры (2.1, 3.1 и т.д.) — номера кристаллов и анализов (табл.), трехзначные (732, 736 и т.д.) — возраст в млн. лет, по  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$



U-Pb возраст цирконов из габбро (К-1500) и гранитов (К-1501) Барангуловского комплекса

Проба, кристалл, анализ	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{206}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}$ , ppm	Возраст, млн. лет		D, %	Изотопные отношения			Rho			
						$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} \pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} \pm\%$				
1500	1.1	231	204	0,91	24,6	$751 \pm 14$	$789 \pm 79$	5	0,0655	3,8	1,115	4,2	0,1236	2	0,460
	2.1	270	235	0,90	28,0	$732 \pm 13$	$733 \pm 65$	0	0,0637	3,1	1,052	3,6	0,1203	1,9	0,531
	3.1	294	285	1,00	30,7	$736 \pm 13$	$673 \pm 76$	-9	0,062	3,6	1,034	4	0,121	1,9	0,478
	4.1	529	513	1,00	54,2	$727 \pm 13$	$759 \pm 37$	4	0,0645	1,8	1,062	2,6	0,1193	1,9	0,731
	5.1	277	216	0,81	28,4	$725 \pm 13$	$751 \pm 62$	4	0,0643	2,9	1,055	3,5	0,1191	1,9	0,548
	6.1	334	213	0,66	34,1	$722 \pm 13$	$688 \pm 42$	-5	0,0624	2	1,02	2,7	0,1186	1,9	0,697
	7.1	296	151	0,23	30,6	$729 \pm 13$	$741 \pm 45$	2	0,064	2,1	1,057	2,9	0,1198	1,9	0,673
	8.1	288	175	0,63	29,7	$729 \pm 13$	$729 \pm 52$	0	0,0636	2,4	1,051	3,1	0,1198	1,9	0,618
	8.2	242	205	0,87	24,6	$718 \pm 13$	$762 \pm 68$	6	0,0646	3,2	1,05	3,8	0,1178	2	0,518
1501	9.1	233	189	0,84	24,2	$731 \pm 14$	$698 \pm 110$	-4	0,0627	5,3	1,038	5,6	0,12	2	0,350
	1.1	346	188	0,56	34,8	$713 \pm 13$	$715 \pm 34$	0	0,0632	1,6	1,018	2,5	0,1169	1,9	0,770
	2.1	469	301	0,66	47,8	$717 \pm 13$	$588 \pm 63$	-18	0,0596	2,9	0,966	3,5	0,1177	1,9	0,547
	3.1	382	190	0,51	39,4	$730 \pm 13$	$696 \pm 53$	-5	0,0627	2,5	1,036	3,2	0,1199	1,9	0,605
	3.2	142	91	0,66	14,7	$729 \pm 13$	$658 \pm 130$	-10	0,0615	6	1,016	6,4	0,1197	2,2	0,339
	4.1	456	258	0,58	43,9	$681 \pm 13$	$701 \pm 66$	3	0,0628	3,1	0,964	3,6	0,1114	1,9	0,528
	5.1	135	94	0,72	14,0	$735 \pm 14$	$867 \pm 77$	18	0,068	3,7	1,132	4,2	0,1208	2	0,476
	6.1	217	154	0,73	22,2	$721 \pm 13$	$683 \pm 84$	-5	0,0623	3,9	1,016	4,4	0,1184	2	0,446
	7.1	106	64	0,62	10,9	$719 \pm 14$	$502 \pm 140$	-30	0,0573	6,6	0,931	6,9	0,1179	2,1	0,303
8.1	391	327	0,86	39,2	$710 \pm 13$	$714 \pm 45$	1	0,0632	2,1	1,014	2,8	0,1164	1,9	0,665	
8.2	555	387	0,72	52,2	$636 \pm 14$	$564 \pm 430$	-11	0,059	20	0,84	20	0,1036	2,3	0,114	

Примечания. Погрешность — 2σ. Pb<sub>c</sub> и Pb\* — обыкновенный и радиогенный свинец. Ошибка калибровки стандартов — 0,65%. Поправки на обыкновенный свинец — по  $^{204}\text{Pb}$ . D — дискордантность, Rho — коэффициент корреляции.

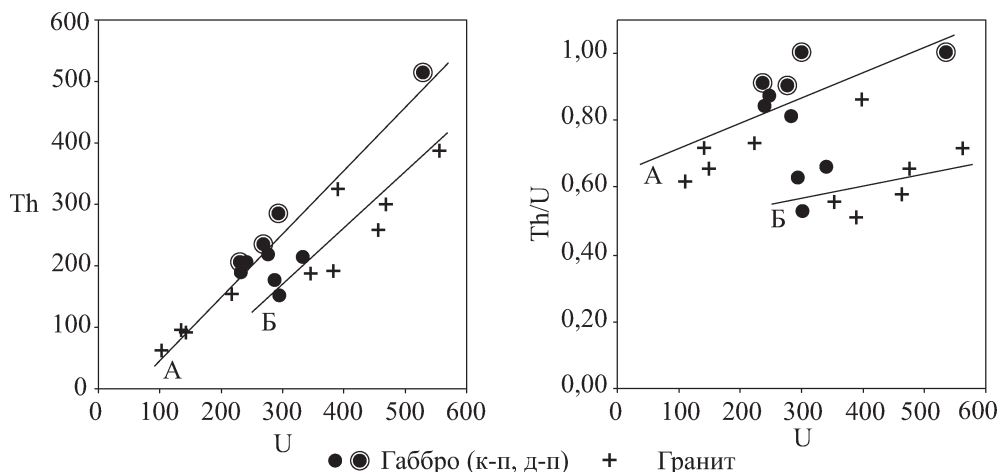
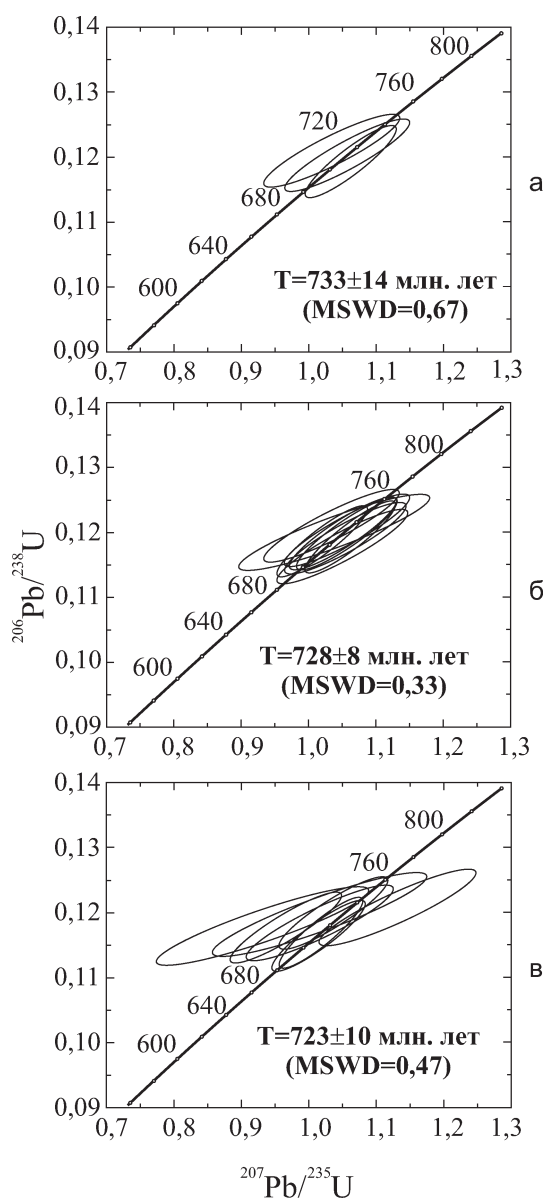


Рис. 7. Геохимическая эволюция цирконов из габбро (КП — I тип, ДП — II тип) и гранитов Барангуловского комплекса

А и Б — тренды эволюции



(по всем кристаллам) датировке —  $729,9 \pm 8,2$  млн. лет ( $2\sigma$ ;  $MSWD = 0,03$ ). Естественно, что она ближе датировке, полученной для наиболее распространенных цирконов II типа. Тем не менее, с учетом реального существования различных типов цирконов, которые нивелируются при их совместных обсчетах, наиболее вероятным представляется, что эволюция габбрового расплава в ареале Барангуловского комплекса сопровождалась проявлением двух этапов цирконообразования, из которых первый, с возрастом  $733 \pm 14$  млн. лет, отмечен появлением цирконов I типа, а второй, с возрастом  $728 \pm 8$  млн. лет — массовым образованием поздних генераций циркона и всех породообразующих минералов, что и соответствует возрасту самих габбро. С учетом этих данных длительность эволюции габбрового расплава может достигать 5 млн. лет.

### Выводы

Впервые получены прецизионные U–Pb датировки цирконов (SIMS SHRIMP II) из габбро ( $728 \pm 8$  млн. лет) и гранитов ( $723 \pm 10$  млн. лет) Барангуловского габбро-гранитного комплекса, расположенного в северной части зоны Уралтау на Южном Урале. По циркону прослежена эволюция магматического очага во времени. Совокупность имеющихся данных позволяет для габбро- и гранитообразования принять датировку в  $725 \pm 5$  млн. лет. Исходя из этого, возраст вмещающих Барангуловский габбро-гранитный комплекс метаосадочных пород мазаринской и арвякской свит, а также подстилающих их курташской и уткальской свит,

Рис. 8. U–Pb возраст цирконов габбро (а — цирконы I типа, б — II типа) и гранитов (в) Барангуловского комплекса (размеры эллипсов — с погрешностью  $\pm 2\sigma$ )

должен быть древнее 725 млн. лет. Это подтверждает принятую корреляцию указанных метаморфических образований северной части зоны Уралтау с отложениями каратауской и юрматинской серий типовых разрезов рифея Башкирского мегантиклинория Южного Урала.

Известно (работы В.М. и Д.Д. Криницких, В.Н. Родионова, В.В. Радченко, О.А. Зорина, В.Н. Пучкова), что в расположенных южнее разрезах хр. Уралтау в метаморфизованных образованиях максютовского и суваянского комплексов обнаружена разнообразная палеозойская фауна. Изложенное свидетельствует о необходимости проведения здесь дополнительных исследований по выяснению причин противоречивых результатов изотопно-геохронологического и палеонтологического методов. Скорее всего, мы имеем дело с неправомерным использованием одной стратиграфической схемы для расчленения как докембрийских (Северный Уралтау), так и палеозойских (Южный Уралтау) разрезов.

Цирконы гранитов Барангуловского комплекса соответствуют полихронным образованиям, поскольку одни из них сохранили стартовые возрастные параметры, а другие претерпели изменения, то есть лишились статуса закрытых возрастных систем. По отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и с величинами дискордантности (0–30) цифры возраста меняются от 735 до 681 млн. лет (табл.), причем даже в объеме одного кристалла — от практически конкордантного значения —  $710 \pm 13$  млн. лет, до преобразованного —  $636 \pm 14$  млн. лет (табл., проба 1501, анализы 8.1 и 8.2). В совокупности датировки цирконов гранитов допускают преемственность с цирконами габбро и несколько более позднее образование некоторых генераций (рис. 6, кристаллы 22–25). За исключением анализов 8.2 и 4.1 (табл., проба 1501), заметно «омоложенных» по сравнению с другими, возраст цирконов гранитоидов и самих гранитов определяется значением  $723 \pm 10$  млн. лет (рис. 8 в). Однако процессы цирконообразования и цирконопреобразования продолжались еще, по крайней мере, в течение 7–8 млн. лет, о чем свидетельствуют некоторые конкордантные датировки (табл., проба 1501, анализы 1.1, 8.1) и датировка отмеченной поздней генерации кристаллов (табл., проба 1501, анализ 8.1

или 8.2). Как и в случае с цирконами габбро, суммарная датировка цирконов (без «аномального» анализа 8.2, табл., проба 1501) приводит к возрасту  $714,8 \pm 8,7$  млн. лет (2 $\sigma$ ; MSWD = 0,80), в большей степени отвечающему проявлению постмагматических и метасоматических процессов.

#### Литература:

**Алексеев А.А.** Магматические комплексы зоны хребта Уралтау (Южный Урал). М.: Наука, 1976. 170 с.

**Богатырева Г.И., Козлов В.И.** Петрохимическая и геохимическая характеристика интрузивных пород антиклинория Урал-Тау в Тирлянском районе на Южном Урале // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Магматизм и металлогения.* Уфа: Башкир. книж. изд-во, 1972. Вып. 5. С. 76–86.

**Геологическая карта** Российской Федерации и сопредельной территории республики Казахстан. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист N–40 (41) — Уфа: Объяснительная записка / *Отв. ред. В.И. Козлов.* СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. 356 с.

**Иванов А.И.** Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Южно-Уральская. Лист: N–40–XVII. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат. М., 1960. 67 с.

**Козлов В.И., Краев Ю.П., Богатырева Г.И.** Вулканогенные и интрузивные породы Тирлянского района (Южный Урал) // *Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала / ИГ БФАН СССР.* Уфа, 1973. Вып. 21. С. 98–104.

**Коротеев В.А., Краснобаев А.А., Нечехин В.М.** Геохронология и геодинамика верхнего протерозоя севера Евразии // *Рифей Северной Евразии.* Екатеринбург, 1997. С. 28–36.

**Краснобаев А.А., Козлов В.И., Бородин Н.С., Богатырева Г.И.** Новые данные о геологическом строении метаморфических образований Урал-Тау // *Ежегодник—1972 / ИГиГ УНЦ АН СССР.* Свердловск, 1973.

**Рыкус М.В., Сначёв В.И., Насибуллин Р.А. и др.** Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части зоны Уралтау. Уфа: Изд-во БГУ, 2002. 256 с.

**Унифицированные** региональные стратиграфические схемы Урала. Екатеринбург. 1993.

**Larionov L.P., Andreichev V.F., Gee D.G.** The Neoproterozoic Geological of Eastern Baltica // *Geological Society of London Memoirs.* 2004. V. 30. P. 69–74.