

РЕПЕРНОЕ U-Pb ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ  
ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГАББРОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ  
КУРСКОГО БЛОКА САРМАТИИ  
(ВОРОНЕЖСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ МАССИВ)

А. Ю. Альбеков, М. В. Рыборак, П. С. Бойко

Воронежский государственный университет

Поступила в редакцию 13 сентября 2012 г.

**Аннотация.** Приведено описание палеопротерозойских габброидных формаций Курского блока Сарматии. Обоснован выбор объектов для проведения U-Pb изотопного датирования и методик геохронологических исследований. U-Pb изотопное прецизионное датирование ID-TIMS методом по циркону и бадделейту, проведенное в различных лабораториях, убедительно доказало, что формирование габброноритовых тел золотухинского комплекса, характеризующих рифтогенный этап палеопротерозойской эволюции литосферы Курского блока, произошло 2066–2069 млн лет назад. Прорывающие их габбродолериты смородинского комплекса относятся к более позднему (ранне-платформенному) этапу эволюции Курского блока с возрастом около 1787 млн лет.

**Ключевые слова:** габброидные формации, геохронология, изотопный возраст, бадделейт, циркон, Курский блок, Сарматия.

**Abstract.** What follows is a description of the Paleoproterozoic gabbroic formations of Kursk unit of Sarmatia. Both objects for U-Pb isotopic dating and methods of geochronological studies were justified. U-Pb isotopic precision dating of zircon, and baddeleyite ID-TIMS-method were carried out in different laboratories and convincingly proved that the formation of gabbronorite intrusions of zolotukhinsky complex, which characterized the Paleoproterozoic rift stage of evolution of the lithosphere of the Kursk unit occurred 2066–2069 million years ago. The gabbronorites are burrowed through by gabbrodolerites of smorodinsky complex, which belong to a later stage of evolution of the Kursk unit and their formation occurred around 1787 million years ago.

**Key words:** gabbroic formations, geochronology, isotopic age, baddeleyite, zircon, Kursk unit, Sarmatia

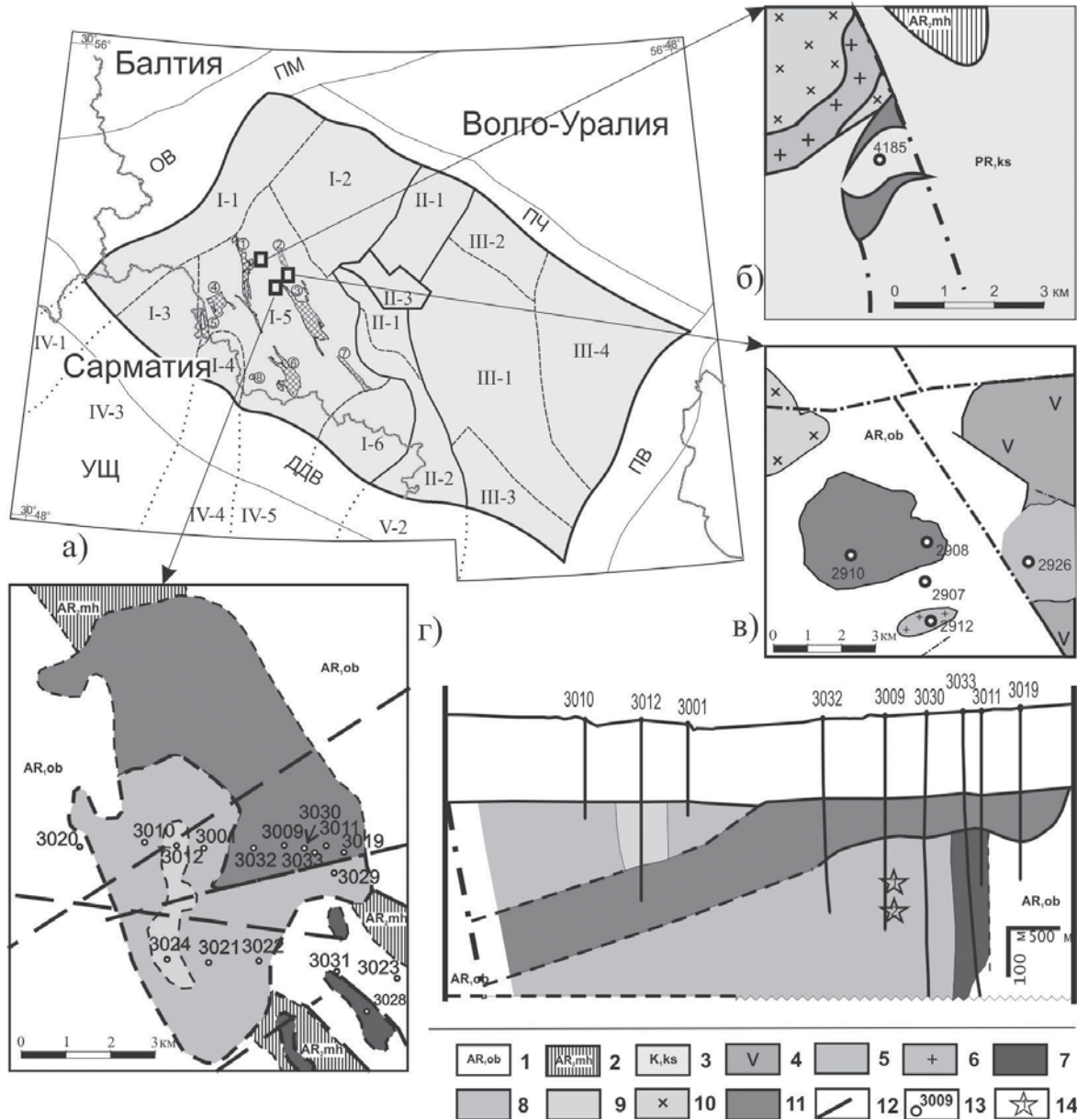
### Введение

Интрузивные массивы основного состава широко распространены в пределах докембрийского фундамента Курского блока Сарматии, слагающего в современных координатах северо-западную часть Воронежского кристаллического массива (ВКМ). Геологическое картирование 60–90 годов XX века и научно-исследовательские работы (Полищук и др., 1963; Морозов и др., 1966; Чернышов и др., 1968, 1973, 1994; Казанцев и др., 1971, 1981; Крестин, Быкова, 1972; Ратников и др., 1972; Демин и др., 1979; Жмакин и др., 1994; [1–3] и др.) обосновали их разделение на два формационных типа: габброиды континентального рифтогенного типа и габбродолериты трапповой формации раннеплатформенного этапа развития ВКМ. В схеме стратиг-

рафии и магматизма они выделялись как тросняно-мамонский (золотухинский) дунит-перидотит-габброноритовый и габбродолеритовый смородинский комплексы.

### Геология и постановка задачи исследования

Золотухинский дунит-перидотит-габброноритовый комплекс. Интрузивные массивы комплекса расположены преимущественно в северо-восточной части Курского блока, где приурочены к Алексеевско-Воронежской и Белгородско-Михайловской рифтогенным структурам и их жесткому активизированному обрамлению (рис. 1). Первоначально интрузивы объединялись в троснянский габбро-перидотитовый комплекс (Полищук и др., 1970), затем описаны как троснянско-мамонский габбронорит-гипербазитовый [1]. Позднее габброидная часть, вследствие тесной пространственной ассоциации с гранодиоритами стойло-николаевского



**Рис. 1.** а) Положение изученных интрузий в структуре ВКМ (Рыборак, Альбеков, 2010): I – мегаблок КМА, включая макроблоки: I-1 – Брянский, I-2 – Ливенско-Ефремовский, I-3 – Севский, I-4 – Сумской, I-5 – Орловско-Белгородский (Оскольский), I-6 – Россошанский; цифры в кружках – палеопротерозойские рифтогенные структуры: 1 – Михайловская, 2 – Орловская, 3 – Тим-Ястребовская, 4 – Рыльская, 5 – Крупецкая, 6 – Белгородская, 7 – Вологовская, 8 – Борисовская; II – Лосевская шовная зона: II-1 – Лосевская и II-2 – Донская подзоны, II-3 – Ольховско-Шукавская грабенсинклинальная структура; III – Хоперский мегаблок, включая макроблоки: III-1 – Калачско-Эртильский, III-2 – Тамбовский, III-3 – Варваринский, III-4 – Камышинский. IV-V – продолжение структур ВКМ на УЩ, геоблоки: IV-1 – Белоцерковско-Одесский (Брагинский), IV-3 – Кировоградский (Ингулецкий), IV-4 – Среднеприднепровский, IV-5 – Приазовский, V-2 – Восточно-Приазовский. УЩ – Украинский щит, ОВ – Оршанская впадина, ПМ – Подмосковный авлакоген, ПЧ – Пачелмский прогиб, ПВ – Прикаспийская впадина. **Геологические схемы:** б) Гремяченского габбродолеритового массива; в) Сергеевско-Алексеевского габброноритового массива; г) Смородинского плутона с разрезом по северному профилю скважин. **Условные обозначения:** 1 – супракрусальные породы обоянского ПМК (AR<sub>1</sub>); 2 – зеленокаменные породы михайловской серии (AR<sub>2</sub>); 3 – железорудные образования курской серии (PR<sub>1</sub>); 4 – вулканиты глазуновской серии (PR<sub>1</sub>); 5 – гранитоиды салтыковского комплекса; 6 – гранитоиды агаманского комплекса; 7 – ультрамафиты первой фазы золотухинского комплекса; 8 – габбронориты второй фазы золотухинского комплекса (PR<sub>2</sub>); 9 – гранитизированные габбронориты второй фазы золотухинского комплекса из апикальных частей массива; 10 – диорит-гранодиориты стойло-николаевского комплекса (PR<sub>2</sub>); 11 – габбродолериты смородинского комплекса (PR<sub>2</sub>); 12 – тектонические разломы; 13 – скважины и их номера; 14 – точки отбора проб на U-Pb изотопный возраст (на разрезе)

комплекса была признана как первая мафитовая фаза последнего [1]. В качестве второй фазы золотухинского комплекса габброиды были введены в Схему стратиграфии и магматизма ВКМ [4] впервые в 1999 году на основе записки член-корр. РАН Н.М. Чернышова.

В качестве петротипа комплекса выбрана группа мелких ультрамафитовых тел на Золотухинском участке (Курская область) и пространственно сближенный с ними Смородинский плутон, в пределах которого вскрыты ультрамафиты и мафиты. Габброиды в верхней части плутона секутся с интрузивным контактом габбродолеритовым силлом и долеритовыми дайками смородинского комплекса. В настоящее время генетические взаимоотношения габброидов с аподунитовыми серпентинитами и перидотами первой фазы комплекса, а также U-Pb изотопный возраст этих образований не установлены.

Смородинский троктолит-габбродолеритовый комплекс. Интрузивы также распространены в центральной и северной части Курского блока, где они приурочены к северному сочленению Алексеевско-Воронецкой и Белгородско-Михайловской рифтогенных зон, но без жесткого их тектонического контроля. Первоначально габбродолеритовые массивы были отнесены (Полищук и др., 1970) к диабазовому троснянско-мамонскому комплексу. Позднее они были выделены в никитовский и смородинский комплексы [5], развитые на севере и центре Курского блока, соответственно, но впоследствии, учитывая их значительное сходство, все подобные проявления было предложено рассматривать (Чернышов и др., 1972; Шуркин и др., 1972) в рамках единого смородинского комплекса, подробно исследованного позднее [2, 6 и др.].

Интрузивные тела комплекса прорывают с четкими магматическими контактами как супракрустальные (обоянский плутоно-метаморфический комплекс – ПМК, михайловская, курская и оскольская серии), так и магматические образования (золотухинский и стойло-николаевский комплексы). Петротипом комплекса, как наиболее изученное интрузивное образование, также был выбран Смородинский плутон, в котором выделены три фациальные серии пород [2]: микродолериты зоны закалки, сингенетический ряд расслоенной серии и породы такситовой серии в апикальных частях массива. Позднее, с целью определения U-Pb изотопного возраста пород трапповой формации, по аналогии с такситовой серией Смородинского плутона, была отобрана проба из однотипных по-

род Сергеевско-Алексеевского интрузива, расположенного севернее в той же структурной зоне. Установленный таким образом U-Pb возраст пород комплекса  $2060 \pm 10$  млн лет [7] был принят за время кристаллизации габбродолеритов трапповой формации внутриплитной активизации платформенного этапа развития ВКМ.

При попытке осмысления имеющейся информации возникает противоречие в сопоставлении установленного возраста формирования габбродолеритовой формации и известных моделей эволюции докембрийского фундамента ВКМ [3, 8, 9 и др.]. Например, получившие широкое распространение в пределах Алексеевско-Воронецкой рифтогенной структуры интрузивные массивы и дайки диоритов и гранодиоритов стойло-николаевского комплекса относятся к коллизионному этапу закрытия рифтогенной структуры, вследствие предполагаемого взаимодействия палеократонов Сарматии и Волго-Уралии. Их формирование датируется как  $2045 \pm 8$  и  $2085 \pm 5$  млн лет [10, 11]. Кроме того, в различных частях коллизионных структур закрытия рифтов Курского блока выделяется субсинхронный ряд интрузивных комплексов, включающий, помимо стойло-николаевского, шебекинский сиенитовый ( $2066 \pm 14$  млн лет; [10]) и малиновский гранитный ( $2040 \pm 30$  млн лет; [10]).

Таким образом, завершающие эволюционный палеопротерозойский процесс становления ВКМ континентальные габбродолериты с возрастом  $2060 \pm 10$ , оказываются древнее прорываемых ими образований коллизионной диорит-гранодиоритовой формации с возрастом  $2045 \pm 5$  (если принимать их «молодую» датировку) и субсинхронными шебекинским сиенитам с возрастом  $2066 \pm 10$ . Кроме того, на коллизионном этапе породы докембрийского фундамента Курского блока претерпели региональные метаморфические преобразования преимущественно в условиях верхов зеленосланцевой фации метаморфизма [12], что отразилось и на интрузивных породах и привело к серпентинизации ультрамафитов и широкому развитию вторичных амфиболов по пироксенам в габброидах золотухинского комплекса. Исследование петрографического состава троктолит-габбродолеритовых массивов показало высокую степень «свежести» пород, оставшихся до настоящего времени неизменными, что позволяет предположить их более позднее, относительно метаморфизма (и, соответственно, коллизии) формирование.

Ставя задачу разрешения этого противоречия, авторы провели детальное геолого-петрографичес-

кое исследование петротипических массивов габброидов дунит-перидотит-габброноритовой и троктолит-габбродолеритовой формаций [6, 13]. Главной целью работ являлось выявление обоснованных геологических границ между ними для последующего установления реперного изотопного U-Pb возраста формирования основных породных ассоциаций, что является крайне важным для создания непротиворечивой модели палеопротерозойской эволюции Курского блока и дальнейших минерагенических построений.

#### **Обоснование выбора методики изотопных геохронологических исследований**

В качестве объекта для определения изотопного возраста формирования дунит-перидотит-габброноритовой и троктолит-габбродолеритовой формаций Курского блока были выбраны только их мафитовые габброидные составляющие, в связи с отсутствием в ультрамафитах сингенетических минеральных фаз, позволяющих провести изотопное геохронологическое датирование (циркон, бадделеит, монацит и др.).

Rb-Sr и Sm-Nd изохронные методы датирования мафитов по магматическим минералам возможно использовать лишь в случае минимальной подверженности пород метаморфическим преобразованиям, что является достаточно проблематичным для габброноритов золотухинского комплекса, среди которых широко развиты процессы амфиболитизации породообразующих пироксенов и сосюритизации плагиоклазов.

Широко используемая при датировании пород среднего и кислого состава U-Pb геохронометрия по цирконам [14] для основных пород должна использоваться с крайней осторожностью из-за ряда факторов, наиболее важным из которых является редкая встречаемость в базитах собственно магматических цирконов. Известно, что в условиях низких содержаний  $\text{SiO}_2$  в расплавах кристаллизуется не циркон, а бадделеит, поэтому выделенные из базитов цирконы зачастую имеют ксеногенную природу, а их возраст не соответствует времени кристаллизации расплавов. В связи с этим, «выделение собственно магматического циркона из даек и силлов основных пород возможно из заключительных продуктов их дифференциации – габбропегматитов» [14] или крупнокристаллических пород центральных и верхних зон дифференцированных массивов. Следует отметить, что подобные породные разновидности установлены в пределах массивов изучаемых комплексов.

В последние годы широкое распространение в практике U-Pb датирования основных, ультраосновных и щелочных интрузивных пород приобрел бадделеит [15–17 и др.]. Перспективность этого минерала как геохронометра определяется его преимущественно магматогенным происхождением, особенностями кристаллической структуры (моноклинный с очень высокой температурой кристаллизации и малой степенью механической устойчивости) и химического состава (относительно высокие содержания урана при полном отсутствии нерадиогенного свинца, а также высокие содержания гафния) [17]. «Низкая устойчивость к наложенным процессам приводит к тому, что магматическая фаза бадделеита обычно не содержит бадделеитов более ранней захваченной компоненты» [14], а замкнутость уран-свинцовой изотопной системы бадделеита [18, 19] позволяет получать при высокой точности современных геохронологических анализов конкордантные возраста кристаллизации вмещающих бадделеит геологических тел. Таким образом, U-Pb изотопное датирование по бадделеиту является в настоящее время наиболее надежным методом определения возраста магматических интрузий.

Изотопное U-Pb датирование габброидной фазы интрузивных массивов дунит-перидотит-габброноритовой и троктолит-габбродолеритовой формаций по бадделеиту проектировалось, принимая во внимание возможные ограничения [14]. Во-первых, это сложность выделения бадделеита, который в базитах образует обычно очень мелкие (20–80 мкм) пластинчатые кристаллы. Для решения этой проблемы была использована специально разработанная методика «водного» выделения [20], причем работы по сепарации бадделеита проводил непосредственно один из ее авторов. Вторым ограничением на использование бадделеита как геохронометра является его низкая устойчивость к наложенным процессам [14]. Чтобы избежать этого, в материал пробы отбирались только наиболее свежие, не затронутые метаморфическими преобразованиями участки пород, выявленные при детальном петрографическом изучении массивов.

В современной практике для U-Pb изотопного датирования циркона и бадделеита возможно использование трех методов: ID-TIMS, SIMS и LA-ICP/MS. Поскольку основы этих методов датирования фундаментально отличаются, каждому из них присущи свои преимущества и недостатки [21].

Первый метод является классическим методом изотопного разбавления (ID- Isotope Dilution). Он

предполагает использование трассера, имеющего искусственно обогащенный относительно природного изотопный состав U-Pb, с последующим масс-спектрометрическим анализом изотопного состава смеси исследуемого материала с трассером при помощи прецизионных анализаторов с твердофазной ионизацией (TIMS – Thermal Ionization Mass Spectrometry) и/или мультиколлекторными MC-ICP/MS. Это позволяет получить беспрецедентную точность датирования с погрешностью не превышающую 0,5 %, как единичных кристаллов циркона, так и их фрагментов [21; 22]. Преимуществом ID-TIMS или ID-MC-ICP/MS перед SIMS-методами является то, что изотопный состав свинца и урана в исследуемом веществе определяются с высокой точностью, непосредственно по соответствующим ионным токам изотопов этих элементов, исключая процедуру калибровки по стандарту с известным возрастом.

Другими способами U-Pb датирования являются локальные, «in situ» методы, позволяющие анализировать U-Pb изотопный состав нанограммовых объемов вещества. Инструменты, реализующие подобный подход основаны на масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS – Secondary Ion Mass Spectrometry [23]) и лазерной абляции LA-ICP/MS [24]. Доминирующими инструментами U-Pb SIMS-датирования цирконов является SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Micro Probe) – прецизионный вторично-ионный микрозонд высокого разрешения. В результате ионной бомбардировки мишени первичным пучком производится уран как в виде металлических, так и окисных и двуокисных ионов, в то время как свинец представлен почти нацело металлической формой. Поэтому получаемые в результате измерений ионные отношения  $Pb^{+}/U^{+}$  являются искаженными, что предполагает реализацию измерений по принципу “стандарт-образец”. В качестве стандартного образца используется циркон с аттестованным U/Pb отношением, по возможности, гомогенным по всему объему. Несомненным преимуществом SIMS-инструментов является возможность U-Pb датирования объемов до 100 мкм<sup>3</sup> в пределах одного кристалла, что позволяет документировать эволюцию цирконов во времени. Стандартная погрешность, основанная на воспроизводимости U/Pb отношений в стандартных цирконах (91500, SL13 и TEMORA-1) при датировании методом LA ICP-MS составляет 2–2,5 %, а для метода SIMS достигает 1,5 % (Camesa-1280 [25]). Кроме того, при анализе минералов, содержание урана в которых

менее 50 ppm или более 2000 ppm погрешность существенно возрастает [26]. Значительная (на порядок и более) погрешность анализа в сравнении с ID-TIMS [27] является существенным недостатком методов SIMS и LA-ICP/MS и обуславливает необходимость тщательного анализа аналитических данных при использовании результатов, полученных этими методами [22].

Таким образом, единственным методом, способным производить реперное U-Pb изотопное датирование мафитовых пород является метод ID-TIMS по единичным зернам или микронавескам бадделеита или циркона. Исходя из вышесказанного, для получения достоверных оценок возраста кристаллизации изученных магматических образований, приоритет в исследованиях был отдан датированию бадделеита, с заверкой результатов датированием однородных зерен циркона.

#### **Объекты исследования и их характеристика**

В ходе исторически сложившихся взглядов на геологию интрузивных образований докембрийского фундамента Курского блока, одним из наиболее перспективных на обнаружение сульфидных медно-никелевых руд, был признан крупный (площадью около 90 км<sup>2</sup>) Смородинский плутон, расположенный близ западной границы Алексеевско-Воронежской рифтогенной структуры. Вследствие этого массив был вскрыт 18 скважинами на максимальную глубину 1418 м (скв. 3030), что делает его одним из наиболее изученных интрузивных тел Курского блока.

Смородинский плутон (рис. 1г) представляет полигенное и полихронное сочетание крутопадающего штокообразного тела ультрамафит-мафитовых пород золотухинского комплекса с прорывающим его sillом габбродолеритов смородинского комплекса. Крупный центральный шток (около 30 км<sup>2</sup>) Смородинского плутона слагают габброиды второй фазы золотухинского комплекса, представленные в различной степени измененными габбро-норитами. Троктолит-габбродолеритовый пластовый sillоподобный массив, имеет мощность до 220,0 м, угол падения 10–14° в юго-западной направлении, как бы облекая более крепкие интрузивные габброиды золотухинского комплекса северной части плутона и прорывая чередующиеся серпентиниты, амфиболиты и гнейсы в южной части (рис. 1г, разрез).

Основной проблемой является то, что один и тот же Смородинский плутон является петротипическим образованием сразу для двух магматичес-

ких комплексов, характеризующих различные мафитовые формации. С целью упрощения понимания геологической ситуации, предлагается в качестве базового петротипа для пород второй фазы дунит-перидотит-габброноритового золотухинского комплекса считать центральный мафитовый шток Смородинского плутона, а для смородинского троктолит-габбродолеритового комплекса – силлоподобное тело Смородинского плутона, а также хорошо изученный Гремяченский габбродолеритовый массив (рис. 1б), расположенный к северо-западу вдоль борта Алексеевско-Воронежской рифтогенной структуры.

Гремяченский массив вскрыт буровыми работами в ходе проведения ГГК-200 (В.М. Жмакин и др., 1988; 1994), пространственно приурочен к разломам северо-западного и субмеридионального направления, осложняющим восточный борт Новоялтинско-Михайловской грабен-синклинали. Массив представляет собой пологозалегающее дифференцированное пластовое тело мощностью 120–150 метров, неправильно-изометрической формы и размером 2,5 × 3,0 км. По своему внутреннему строению, петрографии и петрохимическим характеристикам Гремяченский массив полностью соответствует петротипу – Смородинскому троктолит-габбродолеритовому силлу и достоверно отнесен к смородинскому троктолит-габбродолеритовому комплексу.

Определение формационной принадлежности «такситовой серии» Смородинского массива потребовало проведения детальных петрографических исследований, которые показали, что выделяемая ранее [2] в составе пород смородинского комплекса «такситовая серия», вскрываемая скважинами № 3012, 3021, 3022, 3024, в настоящее время относится к породам габброноритовой формации (второй фазы золотухинского комплекса), слагающим апикальную часть массива. Сделанные выводы базируются на следующих геологических фактах: а) наличие ярко выраженного интрузивного контакта между оливиновыми габбродолеритами и «такситовыми габброидами» в скважине № 3012 на глубине 444,0 м; б) наличие оплавленных ксенолитов «такситовых габброидов» в долерит-пегматитах (скважина 3012, интервал 445,9–470,1 метров); в) значительное петрографическое сходство пород «такситовой серии», перекрывающих массив габбродолеритов, с подстилающими габброноритами второй фазы золотухинского комплекса, вскрытыми скважинами № 3009, 3030, 3032; г) отсутствие совместного нахождения пород ана-

логичных «такситовой серии» с габбродолеритами в других массивах смородинского комплекса, при значительном их количестве на территории Курского блока. Все приведенные выше доказательства позволяют однозначно отнести перекрывающие «такситовые» габбронориты к конечным дифференциатам габброноритовой серии апикальных частей штокообразного массива второй фазы золотухинского комплекса, прорванного силлоподобным габбродолеритовым массивом смородинского комплекса.

Датированный ранее [7] Сергеевско-Алексеевский массив (рис. 1в) располагается в северном секторе центральной части Курского блока. Он имеет крутопадающее штокоподобное залегание и субизометричную в плане форму с неровными очертаниями. Площадь выхода на поверхность докембрийского фундамента около 10 км<sup>2</sup>. Массив прорывает вмещающие породы обоянского плутоно-метаморфического комплекса раннеархейского возраста. Преимущественно массив сложен сингенетическим рядом пород – от оливиновых до безоливиновых габброноритов, в различной степени раскристаллизованных – от крупно- до тонкокристаллических разновидностей. Все породы подвержены метаморфическим преобразованиям. Проведенные исследования показали полную идентичность пород Сергеевско-Алексеевского массива с «такситовой серией» Смородинского массива [2], что позволяет сделать предположение об их формационном и генетическом единстве и предварительно считать установленный возраст  $2060 \pm 10$  млн лет, как возраст формирования габброноритов золотухинского комплекса.

Чтобы подтвердить или опровергнуть сделанные предположения и достигнуть поставленной цели реперного U-Pb изотопного датирования палеопротерозойских габброидных комплексов Курского блока Сарматии нами были отобраны три пробы массой 2–3 кг для изотопных исследований из наиболее свежих крупнокристаллических пород центральных частей штока Смородинского плутона и габбродолеритов Гремяченского плутона. Каждая из проб тщательно изучена петрографическими методами, проведен полный спектр исследований методами XRF, ICP-MS и изотопии Sm, Nd, Rb, Sr, результаты которых не приводятся из-за ограниченности объема публикации.

Первая проба для U-Pb изотопного датирования, представленная крупнокристаллическими лейкократовыми габброноритами из штока Смородинского плутона (скважина 3009, глубина 612,7–

624,0 м), исследована в лаборатории изотопной геохронологии института Геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург, аналитик Е.Б. Сальникова). Вторая проба для U-Pb датирования также отобрана из штока Смородинского плутона и представлена средне-крупнокристаллическими мезократовыми габброноритами (скважина 3009, глубина 526,0–546,0 м). Материал третьей пробы представлен крупнокристаллическими оливиновыми габбродолеритами из центральной части Гремячского массива (скважина 4185, глубина 314,0–314,5 м). Вторая и третья пробы отправлены для проведения исследований в лабораторию геологического факультета университета г. Лунд (Швеция).

### Методика исследований

Методика проведения U-Pb изотопных геохронологических исследований по циркону. Выделение циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Морфология и внутреннее строение кристаллов циркона изучались на оптическом и электронном микроскопе с катодолюминесцентной приставкой. В некоторых случаях для уменьшения степени дискордантности использовалась аэробразивная обработка [28]. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике Т. Е. Кроу [29]. Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом режиме. Точность определения содержаний U и Pb составила 0,5 %. Холостое загрязнение не превышало 20 пг Pb и 5 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программ «PbDAT» [30] и «ISOPLOT» [31]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [32]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [33]. Все ошибки приведены на уровне 2-σ.

Методика проведения U-Pb изотопных геохронологических исследований по бадделеиту. Выделение бадделеита осуществлялось в лаборатории геологического факультета университета г. Лунд (руководитель профессор, доктор наук Ульф Седелунд) по методике [20]. Разложение проводилось в HF-HNO<sub>3</sub> (10:1) при температуре 210 °С. Изотопный состав Pb и U был измерен на масс-спектрометре Finnigan MAT 261 в Шведском музее истории природы (Стокгольм, Швеция). Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программы «ISOPLOT» [31]. Поправки на обычный

свинец введены в соответствии с модельными величинами [33]. Все ошибки на уровне 2-σ.

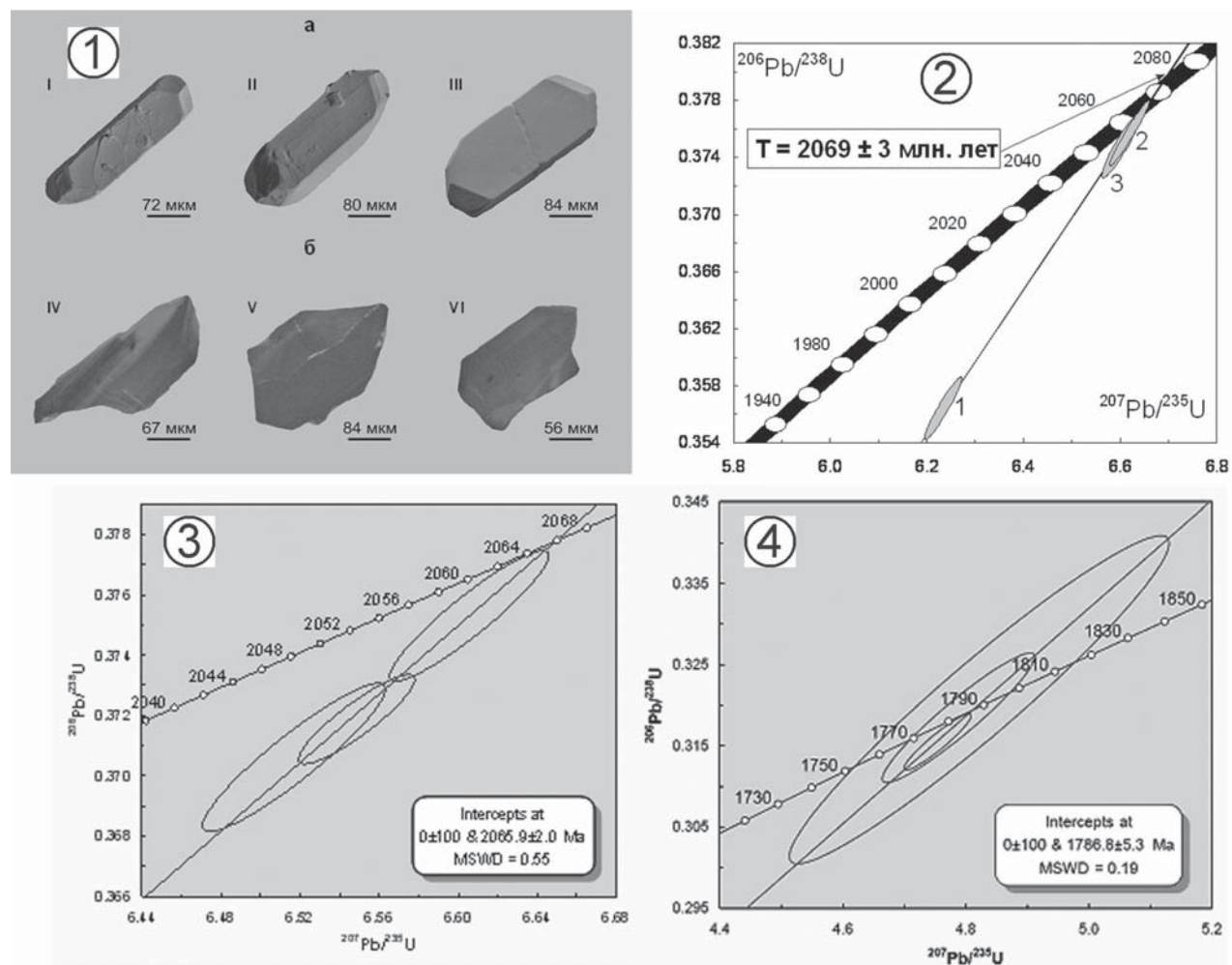
### Результаты исследований

Из пробы 1 выделены цирконы, представленные субидиоморфными, прозрачными, полупрозрачными, длиннопризматическими кристаллами коричневой окраски, размером от 100 до 350 мкм с коэффициентом удлинения (Кудл.) ≈3,0, а также их обломками. Кристаллы огранены призмой {100} и дипирамидами {101}, {112} (рис. 2-1а I-III), характерно зональное внутреннее строение, наблюдаемое в проходящем свете, а также крайне низкое свечение в режиме катодолюминесценции (рис. 2-1б IV-VI).

U-Pb изотопные исследования были проведены для трех микронавесок циркона (30–50 зерен) из крупной размерной фракции (> 100 мкм). Верхнее пересечение дискордии, рассчитанной для точек изотопного анализа этого циркона (табл. 1, рис. 2-2) с конкордией, соответствует возрасту  $2069 \pm 3$  млн лет, а нижнее пересечение отвечает  $425 \pm 120$  млн лет, СКВО = 0.00033. Морфологические особенности циркона указывают на его магматическое происхождение, следовательно, полученное значение возраста можно рассматривать в качестве оценки возраста кристаллизации расплава, родоначального для изученных пород.

В результате разделения материала пробы 2 выделено 50 темно-коричневых фрагментов и целых зерен бадделеита, размером до 80–100 мкм по длинной стороне. Три навески единичных наиболее качественных бадделеитов были подготовлены для проведения U-Pb ID-TIMS анализа. Химическая обработка зерен не проводилась. Результаты изотопных исследований (табл. 2) представлены на рис. 2–3 в виде диаграммы с конкордией. Фигуративные точки фракций расположены линейно ниже конкордии в непосредственной близости от нее. Исходя из нижнего пересечения с конкордией на уровне  $0 \pm 100$  млн лет, верхнее пересечение дискордии показало датировку в  $2066 \pm 2$  млн лет. Мы считаем, что полученный возраст отражает время кристаллизации габброноритов золотухинского комплекса.

В процессе исследований материала пробы 3 было выделено большое количество темно-коричневых идиоморфных зерен бадделеита хорошего качества и их фрагментов. Выделенные зерна, как правило, свежие, таблитчатой или игольчатой формы с характерными размерами 50–100 мкм. Для U-Pb изотопного анализа были выбраны лучшие



**Рис. 2.** № 1 – Микрофотографии кристаллов циркона, выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55: I–III – в режиме вторичных электронов (а); IV–VI – в режиме катодолуминесценции (б). № 2 – Диаграмма с конкордией для U-Pb возраста циркона из габброноритов золотухинского комплекса: 2069 + 3 млн лет (СКВО = 0,00033). Номера точек соответствуют порядковым номерам в таблице 1. № 3 – Диаграмма с конкордией для U-Pb возраста бадделеита из габброноритов золотухинского комплекса: 2065,9 + 2 млн лет (СКВО = 0,55). № 4 – Диаграмма с конкордией для U-Pb возраста бадделеита из габбродолеритов смородинского комплекса: 1786,8 + + 5,3 млн лет (СКВО = 0,19)

зерна из каждой фракции. Все фигуративные точки фракций образца из Гремячского массива конкордантны в пределах погрешности с верхним пересечением с отметкой возраста в  $1787 \pm 5$  млн лет (рис. 2–4, табл. 2) и нижним пересечением на  $0 \pm 100$  млн лет. Данная датировка нами принята за время кристаллизации габбродолеритов Гремячского интрузива смородинского комплекса.

### Выводы

U-Pb изотопное прецизионное датирование ID-TIMS методом по циркону и бадделеиту, проведенное в разных лабораториях, убедительно доказало, что формирования габброноритовых тел золотухинского комплекса, характеризующих рифтогенный этап палеопротерозойской эволюции

литосферы Курского блока произошло 2066–2069 млн лет назад. Прорывающие их с четким интрузивным контактом габбродолериты смородинского комплекса, относятся к более позднему этапу эволюции Курского блока. Их образование произошло около 1787 млн лет назад, после предполагаемого сочленения двух крупных кратонов – Сарматии и Волго-Уралии (включая Хоперский блок) в интервале 2050–2000 млн лет [34]. Сделанный вывод подтверждает определенный ранее [35] U-Pb прецизионный изотопный возраст троктолит-габбродолеритовых массивов новогольского комплекса Хоперского блока, что позволяет говорить о синхронности внутриплатформенных магматических габбродолеритовых проявлений в период 1787–1805 млн лет назад, одновременно на площа-



Таблица 1

Результаты U-Pb изотопных исследований циркона

№ п/п	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho <sup>2</sup>			Возраст, млн лет		
		Pb	U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>1</sup>	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>1</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	
1	>100, 50 зер.	U/Pb = 1,95	215	5344	0,1278 ± 1	0,4467 ± 1	6,6198 ± 90	0,3758 ± 5	0,97	2062 ± 3	2057 ± 3	2067 ± 1		
2	>100, 30 зер.	101	215	2188	0,1269 ± 1	0,3833 ± 1	6,2367 ± 85	0,3565 ± 5	0,95	2010 ± 3	1965 ± 3	2055 ± 1		
3	>100, A = 30%, 40 зер.	U/Pb = 1,99		4848	0,1277 ± 1	0,4239 ± 1	6,6030 ± 97	0,3749 ± 5	0,93	2060 ± 3	2053 ± 3	2067 ± 1		

Примечания: 1 – изотопные отношения, скорректированные на бланк (холостая проба) и обычный свинец; 2 – коэффициент корреляции ошибки отношений <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U – <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U; A = 30 % – количество вещества, удаленное в процессе аэробразивной обработки циркона. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

Таблица 2

Результаты U-Pb изотопных исследований бадделита

№ п/п	Размер фракции (мкм)	Pbc/ Pbtot <sup>1</sup>	U/Th	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb <sup>2</sup>	Изотопные отношения					Возраст, млн лет			Конкордантность, %
					<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U <sup>3</sup>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>3</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	
Определение U-Pb изотопного возраста по бадделиту из пробы габроноритов зологухинского комплекса (Смородинский плутон)													
1	80–100	86,5	0,033	1942,8	6,6055	0,50	0,37530	0,47	2060,1	2054,3	2065,9	3,3	0,994
2	80–100	109,4	0,020	3197,7	6,5487	0,37	0,37187	0,33	2052,5	2038,2	2066,8	2,9	0,986
3	80–100	128,7	0,032	2080,3	6,5170	0,58	0,37061	0,54	2048,2	2032,3	2064,3	3,9	0,985
Определение U-Pb изотопного возраста по бадделиту из пробы габродолеритов смородинского комплекса (Гремяченский массив)													
1	>100	13,6	0,059	1108,3	4,7539	0,94	0,31547	0,90	1776,8	1767,6	1787,7	6,0	0,989
2	>100	12,8	0,166	390,1	4,7882	2,12	0,31846	2,05	1782,8	1782,2	1783,5	13,0	0,999
3	>100	44,2	0,379	183,9	4,8219	5,32	0,32069	5,15	1788,7	1793,1	1783,7	28,0	1,005

Примечания: <sup>1</sup> – Pbc – обыкновенный Pb; Pbtot – суммарный Pb (радиогенный + холодная проба + начальный); <sup>2</sup> – измеренное отношение, скорректированное на фракционирование и трассер; <sup>3</sup> – изотопные отношения, скорректированные на фракционирование (0,1 % аем для Pb), концентрацию трассера, холодную пробу (0,8 пг Pb и < 1 пг U) и обычный свинец. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [33].

ди Курского и Хоперского блоков, образуя единую крупную трапповую провинцию.

Таким образом, формирование палеопротерозойских габброидных формаций в пределах Курского блока Сарматии определяется двумя магматическими событиями: 1 – проявление внутриконтинентального рифтогенеза с возрастом около 2066–2069 млн лет; 2 – магматическая активизация платформенного этапа развития, проявленная формированием троктолит-габбродолеритовых тел трапповой формации ВКМ с возрастом 1787–1805 млн лет, связанная с вероятным сочленением Сарматии и Волго-Уралии с Фенноскандией [34].

Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» 1.1. № 14.В37.21.0585, 1.2.1 – № 14.В37.21.1253; грантов РФФИ 12-05-10013-к; 12-05-31297 мол\_а; а также «Large Igneous Provinces Commission» (<http://www.largeigneousprovinces.org/>).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Чернышов Н. М. Гипербазиты КМА / Н. М. Чернышов, В. Л. Бочаров, С. М. Фролов. – Воронеж : Изд-во Воронежского университета, 1981. – 252 с.
2. Чернышов Н. М. Траппы Курской магнитной аномалии / Н. М. Чернышов, В. С. Чесноков. – Воронеж : Изд-во Воронеж. ун-та, 1983. – 276 с.
3. Чернышов Н. М. Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива / Н. М. Чернышов [и др.] // Геотектоника. – 1997. – № 3. – С. 21–30.
4. Чернышов Н. М. О современном состоянии схемы стратиграфии и магматизма раннего докембрия Воронежского кристаллического массива / Н. М. Чернышов, А. Ю. Альбеков, М. В. Рыборак // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Серия: Геология. – 2009. – № 2. – С. 33–40.
5. Крестин Е. М. Основные и ультраосновные интрузивные комплексы северо-западной части Курско-Воронежского кристаллического массива / Е. М. Крестин, Т. А. Быкова // Изв. Вузов, геол. и разв. – 1971. – № 6. – С. 36–44.
6. Альбеков А. Ю. Геология, петрология и минерагеническая оценка перспектив рудоносности габбродолеритовых массивов трапповой формации ВКМ : автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук / А. Ю. Альбеков. – Воронеж, 2002. – 24 с.
7. Щербак Н. П. Уран-свинцовый возраст сингенетического циркона древнейших траппов юга Восточно-Европейской платформы / Н. П. Щербак, Н. М. Чернышов, А. Н. Пономаренко // Докл. АН УССР. Сер. Б. Геол., хим. и биол. науки. – 1990. – № 8. – С. 27–30.
8. Щипанский А. А. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое / А. А. Щипанский [и др.] // Геотектоника. – 2007. – № 1. – С. 43–70.
9. Рыборак М. В. Тектоническая модель формирования Курской провинции Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии / М. В. Рыборак, А. Ю. Альбеков // Материалы XXI Молодежной конференции, посвященная памяти К.О. Кратца. – СПб., 2010. – Т. 1. – С. 15–19.
10. Артеменко Г. В. Геохронология Среднеприднепровской, Приазовской и Курской гранит-зеленокаменных областей УЩ и ВКМ : автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук / Г. В. Артеменко. – Киев, 1998. – 232 с.
11. Холин В. М. Геология, геодинамика и металлогеническая оценка раннепротерозойских структур КМА : автореф. дис. ... геол.-минер. наук / В. М. Холин. – Воронеж, 2001. – 24 с.
12. Полякова Т. Н. Петрология метапелитов и силикатно-карбонатных пород Тим-Ястребовской структуры (Воронежский кристаллический массив) / Т. Н. Полякова, К. А. Савко, В. Ю. Скрябин // Труды НИИ Геологии ВГУ. – Воронеж, 2006. – Вып. 35. – 125 с.
13. Бойко П. С. Петрография пород второй фазы золотухинского комплекса (структурно-формационная зона КМА) / П. С. Бойко // Вестн. Воронеж. ун-та. Серия: Геология. – 2010. – № 2. – С. 159–170.
14. Самсонов А. В. U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr изотопные исследования внутриплитных базитов: проблемы датирования и пути их решения / А. В. Самсонов [и др.] // Материалы V Российской конференции по изотопной геохронологии. – М. : ИГЕМ РАН, 2012. – С. 326–329.
15. Amelin Yu. Geochronology of the Voisey's Bay intrusion, Labrador, Canada, by precise U-Pb dating of coexisting baddeleyite, zircon, and apatite / Yu. Amelin, Ch. Li, A. J. Naldrett // Lithos. – 1999. – Vol. 47. – P. 33–51.
16. Rasmussen B. Pb/Pb geochronology, petrography and chemistry of Zr-rich accessory minerals (zirconolite, tranquillityite and baddeleyite) in mare basalt 10047 / B. Rasmussen, I. R. Fletcher, J. R. Muhling // Geochim. et Cosmochim. Acta. – 2008. – Vol. 72. – P. 5799–5818.
17. Heaman L. M. Paragenesis and U-Pb systematics of baddeleyite (ZrO<sub>2</sub>) / L. M. Heaman, A. N. LeCheminant // Chemical Geology. – 1993. – Vol. 110. – P. 95–126.
18. Sylvester P. J. In situ U/Pb geochronology of baddeleyite by LA-ICPMS / P. J. Sylvester, M. N. Tubrett, A. K. Souders // Goldschmidt Conference Abst. – 2007. – P. 991.
19. Heaman L. M. The application of U-Pb geochronology to mafic, ultramafic and alkaline rocks: an evaluation of three mineral standards / L. M. Heaman // Chemical Geology. – 2009. – Vol. 261. – P. 43–52.
20. Söderlund U. A simple way to extract baddeleyite (ZrO<sub>2</sub>) / U. Söderlund, L. Johansson // Geochem. Geophys. Geosyst. – 2002. – V. 3. – P. 1014.
21. Ронкин Ю. Л. Артефакты при U-Pb датировании цирконов (арбитражное сравнение с прецизионными U-Pb ID-TIMS и данными иных изотопных систем) / Ю. Л. Ронкин, А. А. Ефимов, О. П. Лепихина // Труды ИГТ УрО РАН. – 2009. – Вып. 156. – С. 337–343
22. Сальникова Е. Б. U-Pb геохронология магматических пород – обзор методов и подходов / Е. Б. Саль-

никова [и др.] // Материалы V Российской конференции по изотопной геохронологии. – М. : ИГЕМ РАН, 2012. – С. 325–326.

23. *Ireland T. R.* Considerations in Zircon Geochronology by SIMS / T. R. Ireland, I. S. Williams // J. M. Hanchar and P.W.O. Hoskin, Editors, Zircon. Reviews in Mineralogy. – 2003. – V. 53. – P. 215–241.

24. *Compston W.* Geological age by instrumental analysis / W. Compston // The 29th Hallimond Lecture. Mineral Mag. – 1999. – V. 63. – P. 297–311.

25. *Li Xian-Hua.* Zircon Megacrysts: A Potential New Working Reference Material for Microbeam Determination of Hf–O Isotopes and U–Pb Age / Xian-Hua Li, Weng-Guo Long, Qiu-Li Li [et al.] // Geostandards and Geoanalytical Research. – 2010. – V. 34, Is. 2. – P. 117–134.

26. *Kosler J.* Present trends and the future of zircon in geochronology: laser ablation ICPMS / J. Kosler, P. J. Sylvester // J. M. Hanchar and P.W.O. Hoskin, Editors, Zircon. Reviews in Mineralogy. – 2003. – V. 53. – P. 244–275.

27. *White L. T.* The high-uranium matrix effect in zircon and its implications for SHRIMP U–Pb age determinations / L. T. White, T. R. Ireland // Chemical Geology. – 2012. – V. 306–307. – P. 78–91.

28. *Krogh T. E.* Improved accuracy of U–Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique / T. E. Krogh // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1982. – V. 46. – P. 637–649.

29. *Krogh T. E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination / T. E. Krogh // Geochim. et cosmochim. Acta. – 1973. – V. 37. – P. 485–494.

30. *Ludwig K. R.* PbDat for MS-DOS, version 1.21 / K. R. Ludwig // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. – 1991. – 35 p.

31. *Ludwig K. R.* ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel / K. R. Ludwig // Berkley Geochronology Center Sp. Publ. – 1999. – № 1a. – 49 p.

32. *Steiger R. H.* Subcommission of Geochronology: conversion of the use of decay constants in geo- and cosmochronology / R. H. Steiger, E. Jäger // Earth Planet. Sci. Lett. – 1976. – V. 36, № 2. – P. 359–362.

33. *Stacey J. S.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model / J. S. Stacey, I. D. Kramers // Earth Planet. Sci. Lett. – 1975. – № 2. – P. 207–221.

34. *Бибикова Е. В.* Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов / Е. В. Бибикова [и др.] // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2009. – Т. 17, № 6. – С. 3–16.

35. *Чернышов Н. М.* Новые данные о возрасте габбродолеритовых интрузивов трапповой формации Хоперского мегаблока ВКМ (Центральная Россия) / Н. М. Чернышов [и др.] // Доклады РАН. – 2001. – Т. 380, № 5. – С. 661–663.

*Воронежский государственный университет*

*А. Ю. Альбеков, доцент кафедры минералогии, петрографии и геохимии, кандидат геолого-минералогических наук*

*Тел. 8 (473) 220-79-66*

*sashaalb@list.ru*

*Voronezh State University*

*A. Yu. Al'bekov, Associate Professor, Chair of Mineralogy, Petrography and Geochemistry, Candidate of the Geological and Mineralogical Sciences*

*Tel. 8 (473) 220-79-66*

*sashaalb@list.ru*

*М. В. Рыборак, кандидат геолого-минералогических наук, заведующий минерагенической лабораторией кафедры минералогии, петрографии и геохимии*

*Тел. 8 (473) 220-87-79*

*maximm.r@gmail.com*

*M. V. Ryborak, Candidate of the Geological and Mineralogical Sciences, Chief of the Science Mineragenic Laboratory, Chair of Mineralogy, Petrography and Geochemistry*

*Tel. 8 (473) 220-87-79*

*maximm.r@gmail.com*

*П. С. Бойко, преподаватель кафедры минералогии, петрографии и геохимии*

*Тел. 8 (473) 220-87-79*

*boyko@geol.vsu.ru*

*P. S. Boiko, lecturer, Chair of Mineralogy, Petrography and Geochemistry*

*Tel. 8 (473) 220-87-79*

*boyko@geol.vsu.ru*