

**ПЕТРОТИП ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ТОНАЛИТ–ТРОНДЪЕМИТ–
ГРАНОДИОРИТОВОГО УСМАНСКОГО КОМПЛЕКСА
ЛОСЕВСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ
(ВОРОНЕЖСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ МАССИВ)**Р. А. Терентьев, К. А. Савко, **В. Ю. Скрябин**, Е. Х. Кориш*Воронежский государственный университет*

Поступила в редакцию 9 сентября 2015 г.

Аннотация: в статье дано описание петротипических массивов усманского комплекса Лосевской структурно-формационной зоны (ЛСФЗ) с применением петрографических, петрофизических, геохимических и изотопно-геохронологических (по цирконам) методов исследования. ЛСФЗ расположена в полосе сочленения архейского и палеопротерозойского блоков и в геотектоническом плане рассматривается как террейн Восточно-Сарматского орогена зоны взаимодействия Сарматского и Волго-Уральского сегментов Восточно-Европейского кратона. Гранитоиды усманского комплекса занимают около 20 % территории ЛСФЗ, образуя крупные куполовидные массивы площадью 150–540 км² и более мелкие штоки. Интрузивы отчетливо секут вмещающие метаосадочные и метавулканогенные породы и имеют с ними горячие контакты. Они сложены биотитовыми трондъемитами и гранодиоритами с подчиненной ролью амфибол-биотитовых тоналитов в краевых частях интрузивов. По химизму граниты относятся к мета- и перглиноземистым, низкокальциевым, высоконатровым низкощелочным гранитам. Геохимической спецификой гранитоидов усманского комплекса является их обогащенность крупноионными литофильными элементами. Изотопный U–Pb и Pb–Pb возраст цирконов из трондъемитов петротипического Костенковского массива составляет 2047–2074 млн лет, что согласуется с возрастом цирконов из постколлизийных монцогранитов девицкого типа 2076–2085 млн лет из той же структурно-формационной зоны. Структурно-текстурные, геохимические, петрофизические различия мигматитов ЛСФЗ и гранитов усманского комплекса, а также значительный хронологический разрыв между ними исключают объединение двух типов гранитоидов в единый магматический комплекс. Геохимически граниты усманского комплекса разнородны и соответствуют как к S-типу (преимущественно западные массивы), так и I-типу (преимущественно восточные массивы). Источником для них служили ювенильные палеопротерозойские метаосадочные и метавулканогенные породы лосевской серии, соответственно. Кристаллизация гранитов протекала в относительно малоглубинных условиях (1,1–2,6 кбар) при температурах 600–750 °С. Спектры распределения R_{3Э} гранитоидов характеризуются соответствием спектру распределения R_{3Э} внутриконтинентальных трондъемитов, а посттектоническая позиция позволяет соотнести формирование усманских трондъемитов–гранодиоритов с поздне- или постколлизийными событиями на Восточно-Сарматском орогене.

Ключевые слова: Воронежский кристаллический массив, палеопротерозой, петротип, тоналиты, трондъемиты, гранодиориты, геохимия, изотопный возраст.

**PETROTYPE OF THE PALEOPROTEROZOIC TONALITE-TRONDHJEMITE-
GRANODIORITE USMAN COMPLEX WITHIN LOSEVO STRUCTURE-FORMATION ZONE
(VORONEZH CRYSTALLINE MASSIF)**

Abstract Losevo structural-formation zone (LSFZ) is situated on the border Sarmatian and Volga-Uralian segments of the East European Craton and tectonically is considered as terrain of the East-Sarmatian orogen. Usman granitoids complex occupies about 20% of the LSFZ. They form large dome-shaped massifs 150–540 km² area and smaller stocks. Massifs intrude host metasedimentary and metavolcanic rocks and have those hot contacts. They are made up of biotite granodiorite and trondhjemites with a subordinate role amphibole-biotite tonalite in the marginal parts of intrusives. Granites belong to metaluminous and peraluminous, low Ca, low alkaline, high Na type. They are en-

riched in large ion lithophile elements (LILE). The isotopic U–Pb and Pb–Pb age of zircons from petrotypic Kostenkovskii massif lie within the range of 2050–2070 Ma and is consistent with the age of the zircons from post-collisional monzogranite of Devitskii type within LSFZ - 2076–2085 Ma. Structural and textural, geochemical, petrophysical differences LSFZ migmatites and granites Usman complex as well as a considerable chronological gap between them exclude unification of the two rock types in a single magmatic complex. Usman granite complex are heterogeneous geochemical characteristics and correspond to both to an S-type (mainly western areas) and I-type (primarily eastern areas). The sources for them were juvenile Paleoproterozoic metasedimentary and metavolcanic rocks of Losevskaya series, respectively. Granites crystallized at shallow depths (1,1-2,6 kbar) at temperatures of 600–750 °C. The distribution of rare earth elements corresponds to intracontinental trondjemites, and tectonic position allows you to relate the formation of Usman trondjemites-granodiorite with late- or post-collisional events in the East Sarmatian orogen.

Key words: Voronezh Crystalline Massif, Paleoproterozoic, petrotype, tonalite, trondjemite, granodiorite, geochemistry, Zircon U-Pb geochronology.

Введение

Лосевская структурно-формационная зона (ЛСФЗ) первоначально была выделена под названием Лосевско-Усманской зоны как область развития плагиигранитного магматизма. Существенно плагииоклазовые гранитоиды, выделенные О. И. Египко [1] в качестве самостоятельной мигматит-плагиигранитной формации, включены Ю. С. Зайцевым [2, 3] в лосевско-усманский габбро-плагиигранитный комплекс. Принимая во внимание гетерогенность базитовой и кислой ветвей комплекса, а также ограниченное развитие габброидов, свидетельствующее о невозможности выплавления значительных объемов гранитоидов из родоначальной базитовой магмы, было принято разделение лосевско-усманского комплекса на габброидный рождественский и мигматит-тоналит-плагиигранитный усманский [4]. Такое положение остается до сих пор и в современной схеме стратиграфии и магматизма Воронежского кристаллического массива (ВКМ).

Несмотря на то, что строение и петрография массивов усманского комплекса достаточно подробно рассмотрены в диссертации О. И. Египко [5], остается ряд нерешенных вопросов. Например, проблематично включение мигматитов в состав комплекса, так как не установлены переходные зоны от полосчатых мигматитов и гнейсо-гранитов к массивным плагииоклазовым гранитоидам. В состав усманского комплекса без каких-либо оснований были включены породы среднего состава, такие как кварцевые диориты и диориты [например, 6, 7]. Недавние исследования показали, из традиционного объема усманского и рождественского комплексов следует исключить ряд гетерогенных интрузивов пестрого состава – монцограниты, андезитовые анортозиты, габбродиориты, кварцевые диориты и т.п. [9–12].

Имеющиеся малочисленные геохронологические данные свидетельствуют о палеопротерозойском возрасте распространенных в ЛСФЗ гранитоидов. Однако неоднозначность и малочисленность изотопных датировок не позволяет отнести гранитоиды усманского комплекса к той или иной геотектонической обстановке. Например, приводимая И. В. Найденковым с соавторами [13] изотопная дата 2053 ± 86 млн лет имеет большую погрешность и относится к Де-

вицкому массиву постколлизиионных монцогранитов, контрастно отличающихся от гранитоидов усманского комплекса [9]. При интерпретации возрастов $2096,8 \pm 3,3$ млн лет [14] и 2112 ± 32 млн лет [13], оцененных методом TIMS по монофазиям цирконов, не учтено удревание за счет ксеногенных ядер в цирконах усманского комплекса [10, 15].

Цель представленной работы – дать наиболее полное описание петротипических массивов усманского комплекса с применением петрографических, петрофизических, геохимических и изотопных методов исследования, следуя требованиям Петрографического кодекса [16]. Для уточнения тектонической обстановки формирования гранитоидов ЛСФЗ приведены геохронологические данные по цирконам из постколлизиионных монцогранитов Девицкого массива.

Фактический материал и методы исследования

Местоположение скважин, керн которых использован для петрографических, геохимических исследований, показано на рис. 1. Осуществлено петрографическое описание с подсчетом количественно-минерального состава около 100 шлифов, геохимическим исследованиям подвергнуты 17 образцов по интрузивным породам. Определения петрогенных оксидов (в мас. %), редких, рассеянных элементов (в г/т) осуществлено комплексом методов в Отделе научно-производственных аналитических работ ИМГРЭ, г. Москва. Концентрации SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 определены методом ICP-OES (пламенно-эмиссионная спектроскопия с индуктивно связанной плазмой) на приборе Optima 3300. При калибровке спектрометра использованы отраслевые и государственные стандартные образцы химического состава горных пород и минерального сырья. В целях контроля воспроизводимости результатов для семи проб осуществлен рентгенофлуоресцентный анализ порошковых проб со сплавлением. Правильность и воспроизводимость результатов определялась согласно методик НСАМ. Концентрации FeO и потеря при прокаливании (ППП) определялись титрометрическим бихроматным и гравиметрическими методами классической мокрой химии, соответственно. Погрешность методики анализа (при вероятности $P=0,95$) для всех аналитов не превышал $0,15 \pm \Delta$ мас. %.

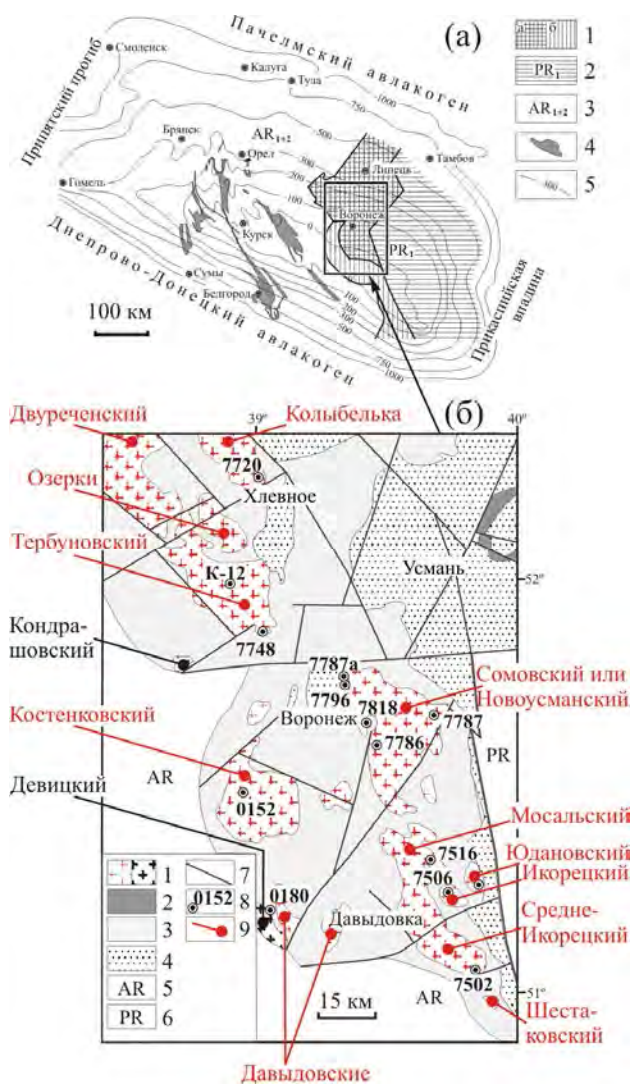


Рис. 1а. Схема структурно-тектонического районирования докембрийского фундамента Воронежского кристаллического массива: 1 – образования Лосевского (а) и Донского (б) террейнов (в современной схеме стратиграфии и магматизма докембрия объединены в Лосевскую структурно-формационную зону), 2 – палеопротерозойские породы Воронцовского террейна, 3 – архейские образования Курского террейна, 4 – синклиновые структуры, выполненные палеопротерозойскими породами, 5 – изогипсы абсолютных отметок поверхности докембрийского фундамента.

Рис. 1б. Геологическая схема строения докембрийского фундамента района распространения массивов усманского комплекса: 1 – монzogранитоиды Девицкого и Кондрашевского массивов (а) и трондземиты-гранодиориты массивов усманского комплекса; 2 – кварцдиорит-кварцмондиорит-гранодиоритовая серия внешнего кольца Ольховского массива; 3 – лосевская серия; 4 – метатерригенные породы воронежской свиты, перекрывающие лосевскую серию и гранитоиды усманского комплекса; 5 – нерасчлененные породы Воронцовского террейна (PR); 6 – гнейсы Донского террейна и ассоциирующие с ними гранитоиды (AR); 7 – тектонические нарушения; 8 – положение и номер опорных скважин; 9 – указатели гранитных массивов и их названия.

Концентрации редких, рассеянных элементов определялись методом ICP-MS в приборе Elan 6100 DRC в стандартном режиме. Вскрытие образцов осуществлялось по методике кислотного разложения в

микроволновой печи из навесок проб массой 50–100 мг. Методика обеспечивает полное разложение большинства магматических, метаморфических и осадочных пород, включая содержащиеся в них трудно разлагающиеся минералы (циркон, монацит и др.). В качестве стандартного образца использовался внутрилабораторный аттестованный образец горной породы, разложенный по той же методике, что и реальные образцы. Пределы обнаружения элементов составляли от 1–5 мг/г для тяжелых и средних по массе элементов (U, Th, REE и др.) с возрастанием до 20–50 мг/г для легких элементов (Ba, Rb и др.). Погрешность методики анализа (при вероятности $P=0,95$) для всех элементов составил от 0,24 до 0,50 $\pm \Delta$ г/т.

Для сравнительной характеристики использованы 15 силикатных анализов по гранитам Костенковского массива и неопубликованные петрохимические данные В.М. Богданова по мигматитам и массивным гранитоидам ЛСФЗ.

Локальные анализы минералов выполнены на электронном микроскопе Jeol 6380LW с системой количественного энергодисперсионного анализа «Inca» (ВГУ, аналитик Н. С. Базиков). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кв, ток зонда 1,2 нА, время набора спектра 90 сек, диаметр пучка 1–3 мкм. ZAF коррекция при расчете содержания окислов и оценка точности проводились с помощью комплекта программ математического обеспечения системы. Точность анализа систематически контролировалась по эталонным образцам природных и синтетических минералов.

Выделение цирконов проводили по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей и электромагнитного сепаратора в Лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (минералог Ю. С. Балашова) и Воронежского госуниверситета (минералоги Г. С. Золотарева и Е. Х. Кориш). Изотопные исследования цирконов выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) на ионном микрозонде SHRIMP II по стандартной методике [17, 18] с использованием эталонных цирконов «1500» и «Темора» (аналитик А. Н. Ларионов). Полученные результаты обрабатывали с помощью программы ISOPLOT/Ex 3.22 [19].

Геологическая позиция

ЛСФЗ расположена в полосе сочленения архейского и палеопротерозойского блоков ВКМ и в геотектоническом плане рассматривается как Восточно-Сарматский ороген [20] зоны взаимодействия Сарматского и Волго-Уральского сегментов Восточно-Европейского кратона [21]. Эта структурно-формационная зона выполнена породами лосевской серии [22]. В ее разрезе среди терригенных образований с различной долей туфогенного и вулканомиктового материалов присутствуют метавулканисты контрастной базальт-плагиоориолитовой и полимодальной базальт-андезит-плагиоориолитовой ассоциаций [10, 23, 24]. Широко распространенные здесь гранитоидные ин-

трузии относят к усманскому комплексу, а их формирование связывают с процессами субдукции [20].

В схеме корреляции раннего докембрия ВКМ усманский комплекс параллелизуется с осколецким плагиигранитным комплексом мегаблока Курской магнитной аномалии, выделение которого по сильно деформированным и измененным плагноклазовым породам из одной скважины 4083 без прецизионных аналитических данных слабо обосновано.

Гранитоиды усманского интрузивного комплекса занимают около 20 % территории ЛСФЗ, образуя крупные куполовидные массивы площадью 150–540 км² и более мелкие штоки. Интрузивные массивы об-

лекаются зонами гнейсовидных гранитов, мигматитов [5] и амфиболитов лосевской серии. На геофизических картах большинство массивов характеризуются спокойным отрицательным магнитным полем и глубокими гравитационными минимумами с четкими границами и большими градиентами (рис. 2). Термальное воздействие на вмещающие породы проявляются в них как закономерное изменение состава и зональности амфиболов по мере приближения к контактам интрузий [25]. Сами контакты четкие, резкие; в экзоконтактах присутствуют апофизы и жилы гранитоидов, а в эндоконтактовых зонах интрузий – ксенолиты вмещающих пород.

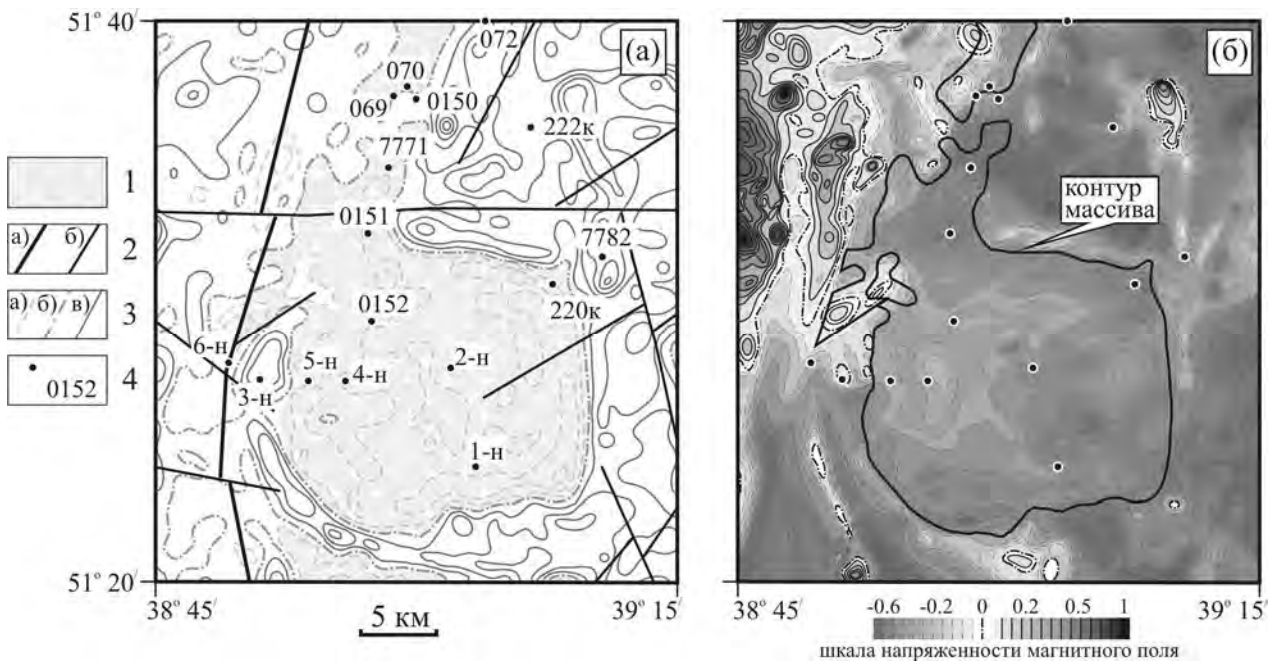


Рис. 2. Карта гравитационных (а) и магнитных (б) аномалий района Костенковского массива (по данным Воронежской геолого-геофизической экспедиции ПГО «Центргеология»): 1 – гранитоиды усманского комплекса, 2 – тектонические нарушения главные (а) и второстепенные (б), 3 – аномалии гравитационного поля (Δg , мГал): отрицательные (а), нулевые (б) и положительные (в), 4 – положение и номер скважин.

К петротипическим можно отнести крупные наиболее изученные массивы Усманско-Воронежского ареала – Костенковский (скв. 0152) и Новоусманский (скв. 7786, 7787, 7787а, 7796, 7818 и др.). При характеристике усманского комплекса привлечены данные по другим крупным массивам – Тербуновский, Двуреченский, Колыбелька на севере и серия Давыдовских и Икорецких массивов на юге (см. рис. 1).

Первоначально в составе усманского комплекса описаны две структурно-текстурные группы пород: гнейсовидные гранитоиды (мигматитовая составляющая) и массивные плагиигранитоиды [5]. Гнейсовидные гранитоиды образуют метатект в мигматизированных породах низов лосевской серии или слагают согласные линзовидные тела с реликтами вмещающих пород (небулиты) или полосчатые тела с чередованием лейко-, мезо- и меланосомы (строматиты). Мигматиты распространены за пределами надежно картируемых по геофизическим данным композитных тоналит–трондьемит–гранодиоритовых интрузивов.

Лейкосомы мигматитов повсеместно чередуется с мезо- (сильно мигматизированные метаграувакки, метабазиты) и меланосомой (метаграувакки, метабазиты), мощность отдельных слоев составляет от первых сантиметров до первых метров. Строение мигматитов крайне неоднородно, в частных разрезах наблюдается преобладание лейкосомы общей мощностью сотни метров [9, рис. 2] чередующейся с мезо- и меланосомой, которые иногда выглядят как ксенолиты вмещающих пород с вариациями размеров от первых до десятков сантиметров. И наоборот, вмещающие метаграувакки и метабазиты содержат маломощные слои гнейсовидных гранитоидов. Гнейсовидные граниты всегда имеют контакты согласные со сланцеватостью вмещающих метатерригенных пород или с директивностью темноцветных минералов в апобазальтоидных амфиболитах [9, рис. 3], поэтому их следует относить к синтетектоническим. Границы контактов всегда четкие, без видимых зон контактового воздействия, часто наблюдаются линзовидные апофизы гнейсовидных

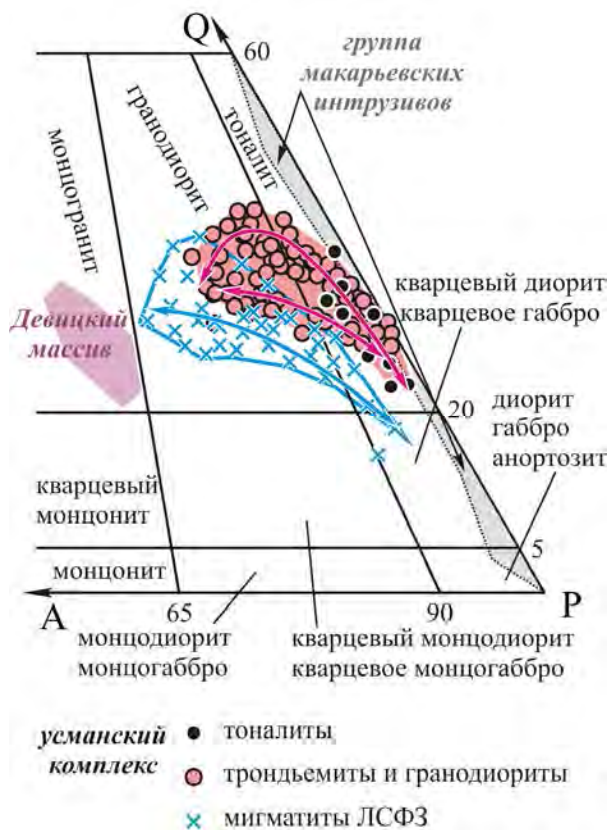


Рис. 3. Модальный минеральный состав гранитоидов усманского комплекса и мигматитов ЛСФЗ на фрагменте диаграммы QAP [26, 27]. Q – кварц, А – щелочные полевые шпаты, Р – плагиоклаз.

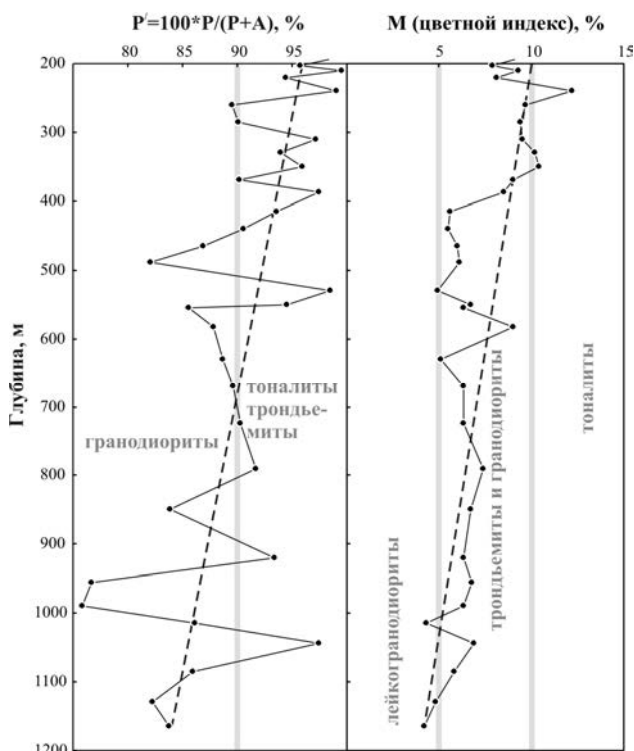


Рис. 4. Вариации цветного индекса и параметра $P' = 100 * P / (P + A)$ в гранитоидах по разрезу скважины 0152 петротипического Костенковского массива усманского комплекса.

гранитов во вмещающих породах согласные с их директиностью. В редких случаях удается наблюдать дайковые тела тоналитов усманского комплекса, секущие полосчатость мигматитов.

Еще один тип гранитов ЛСФЗ – монцогранитоидные массивы, типовым представителем которых является Девицкий интрузив [9]. Вдоль западной границы ЛСФЗ, в непосредственной близости с полосой распространения Донского блока, расположены Девицкий (скв. 0180) и Кондрашевский (скв. 7743) массивы. Вмещающие метаграувакки (метапесчаники, металевролиты и сланцы), метабазиты и мигматиты прорваны телами крупнозернистых массивных гранитов с редкими ксенолитами как метабазитов, метатерригенных пород, так и гнейсовидных гранитов. Во вмещающих породах в случае минимального экзоконтактового воздействия контакты четкие рвущие, с другой стороны, за счет ороговикования контакты с вмещающими породами становятся нечеткими расплывчатыми.

Таким образом, по структурно-текстурным особенностям и пространственно-временным соотношениям в пределах ЛСФЗ нами выделяются три типа гранитов (за исключением трондьемитов, тоналитов, кварцевых диоритов, андезиновых анортозитов из комплексов дифференцированных от габбродиоритов до гранитоидов): (1) гнейсовидные и полосчатые мигматиты, (2) преимущественно массивные тоналит–трондьемит–гранодиоритовые и (3) монцогранитоидные массивы.

Петрография

Мигматиты. Среди мигматитов выделяются амфибол–биотитовые гнейсо-граниты по составу отвечающие гранодиоритам, реже тоналитам и кварцевым диоритам. Они связаны взаимными переходами, характеризуются ориентированной текстурой, согласными контактами [9], изофациальностью минеральных ассоциаций, отсутствием термальных изменений. Макроскопически это серые, светло-серые, розовато-серые равномернозернистые породы. Микроструктура гнейсовидных гранитоидов соответствует grano- и лепидогранобластовой. Главные минералы (здесь и далее об. %): Pl 35–60, Qtz 20–30, Bt 15–30, Kfs 1–35, Hbl 0–5; вторичные – эпидот, хлорит, серицит, кальцит; акцессорные – магнетит, сфен, циркон, апатит, ортит, пирит.

Тоналит–трондьемит–гранодиоритовые массивы. Преобладающая часть площади массивов сложена (рис. 3, табл. 1) трондьемитами (Pl 51,4–64,8, Qtz 23,2–34,3, Kfs 0,2–6,2, Bt 4,7–10,0), которые по данным бурения по мере удаления от кровли в глубь интрузий с уменьшением содержания биотита и увеличением количества микроклина постепенно переходят (рис. 4) в гранодиориты и лейкогранодиориты (Pl 47,5–56,1, Qtz 25,3–36,7, Kfs 6,1–15,6, Bt 3,8–8,6). Породы содержат постоянную примесь магматического эпидота (до 3%), ассоциирующего с биотитом и/или роговой обманкой. Макроскопически трондьемиты и

Таблица 1

Количественный минеральный состав пород усманского комплекса

№ п/п	№ обр./скв.	Гл., м	Pl	Qtz	Kfs	Bt	Аксессуары и рудные	Вторичные	Hbl
Тоналиты									
1	7720	395,0	56,1±6,8	17,1±5,9	3,3±0,9	15,4±2,8	1,1±0,3	*	7,0±5,0
2	7720	287,0	56,1±5,6	21,7±6,8	4,0±0,9	10,1±3,2	1,0±0,4	*	7,1±2,2
3	7720	281,0	47,5±3,5	25,1±4,5	5,2±3,4	11,9±3,4	0,1	*	10,3±2,8
Трондьемиты									
4	7748	250,0	60,2±6,3	27,1±4,5	0,9±0,6	10,3±2,2	1,5±0,6	*	–
5	7748	266,0	64,8±1,9	22,8±2,8	2,3±0,7	9,6±1,9	0,6	*	–
6	0152	190,0	56,5±2,8	25,4±2,6	0,2±0,1	9,4±1,6	0,3	8,2	–
7	0152	210,3	64,8±4,0	24,5±3,6	0,3±0,3	9,0±1,9	0,3	2,0	–
8	0152	240,5	51,4±2,5	30,8±2,6	0,5±0,2	11,7±1,4	0,5	5,1	–
9	0152	530,0	64,1±3,5	26,8±3,1	1,0±0,3	4,7±0,8	0,2	3,2	–
10	0152	387,5	56,9±3,5	28,6±3,6	1,5±0,8	8,2±1,5	0,3	4,5	–
11	0152	1044,0	64,0±2,0	25,4±1,7	1,7±0,4	6,5±1,0	0,4	2,0	–
12	0152	310,0	54,3±3,2	29,1±3,6	1,6±0,7	9,2±1,3	0,3	5,5	–
13	0152	350,0	54,5±2,7	29,9±3,1	2,3±0,5	10,0±1,3	0,4	2,9	–
14	0152	202,3	56,0±3,5	28,3±2,7	2,5±0,9	7,3±1,5	0,6	5,3	–
15	0152	550,0	57,5±2,8	31,6±3,0	3,3±0,9	6,4±0,9	0,3	0,9	–
16	0152	220,2	57,2±3,3	28,0±3,0	3,4±1,1	7,7±1,7	0,4	3,3	–
17	0152	330,0	54,8±4,0	26,5±3,0	3,5±0,9	9,8±1,7	0,4	5,0	–
18	0152	415,0	54,3±5,2	34,3±5,0	3,7±1,3	5,3±1,3	0,3	2,1	–
19	0152	920,0	55,0±3,6	32,8±3,8	3,9±1,3	6,0±1,1	0,3	2,0	–
20	0152	790,0	62,0±2,4	23,2±2,3	5,6±1,1	7,0±0,9	0,4	1,8	–
21	0152	440,0	58,5±4,3	28,2±3,1	6,1±1,2	5,3±1,2	0,2	1,7	–
22	0152	725,0	57,8±2,9	28,3±2,7	6,2±0,9	6,0±0,8	0,3	1,4	–
23	0152	370,0	51,6±4,4	31,1±3,7	5,6±0,9	8,7±1,5	0,3	2,7	–
24	0152	285,0	52,6±2,7	28,8±1,9	5,8±0,7	9,1±1,0	0,3	3,3	–
Гранодиориты									
25	0152	670,0	52,8±2,6	33,9±2,1	6,1±0,8	6,1±0,9	0,2	0,9	–
26	0152	260,0	52,1±3,0	29,2±2,1	6,1±0,8	9,3±1,0	0,4	3,9	–
27	0152	630,0	50,7±3,6	36,3±3,4	6,5±0,7	4,8±0,9	0,3	1,4	–
28	0152	1085,0	52,3±3,2	33,3±3,2	6,9±1,5	5,3±0,8	0,5	7,7	–
29	0152	583,4	56,1±1,9	25,3±1,6	7,8±0,7	8,6±1,0	0,4	1,8	–
30	0152	465,0	55,0±3,8	29,0±3,1	8,3±1,4	5,8±1,3	0,2	1,7	–
31	0152	1015,0	54,7±3,6	31,1±4,9	8,8±3,3	4,0±1,1	0,3	1,1	–
32	0152	555,4	47,6±3,5	36,7±3,7	8,0±1,3	5,9±1,2	0,4	1,4	–
33	0152	850,0	52,0±3,2	28,4±3,0	10,0±1,5	6,3±1,0	0,4	2,9	–
34	0152	1165,0	54,3±2,8	29,0±2,9	10,5±2,1	3,8±0,9	0,4	2,0	–
35	0152	1130,0	52,9±2,9	29,7±1,8	11,4±2,5	4,4±1,1	0,4	1,2	–
36	0152	489,0	52,2±3,2	28,2±3,9	11,4±2,1	5,9±1,3	0,2	2,1	–
37	0152	955,0	47,5±2,1	30,4±3,1	14,4±2,4	6,5±1,0	0,3	0,9	–
38	0152	990,0	48,9±3,8	27,7±2,1	15,6±2,8	6,1±1,9	0,2	1,5	–

Примечание. * В подсчеты породообразующих минералов включены развивающиеся по ним вторичные минералы.

гранодиориты серые, розовато-серые с зеленоватыми пятнами породы, массивные или слабо директивные, равномернoзернистые или порфировидные (фенокристаллы представлены округлыми зернами кварца или табличками плагиоклаза). Вторичные минералы: эпидот (до 5 об.%), хлорит по биотиту, серицит и кальцит по плагиоклазам. Отмечается акцессорная примесь пирита, магнетита, ильменита, циркона, апатита.

Роговообманково-биотитовые тоналиты (см.

табл. 1) – породы редкие, встречающиеся, как правило, в эндоконтактной зоне или на участках обогащения темноцветными минералами трондьемитов кровельной части массивов. Отличаются появлением роговой обманки, повышенным содержанием темноцветных силикатов и пониженным – кварца.

Жильные тела усманского комплекса представлены тоналитами, трондьемитами, отличающимися от пород крупных массивов меньшими содержаниями

темноцветных минералов, гранодиорит-порфирами, двуслюдяными трондjemитами, аплитами и пегматитами.

Монцогранитные массивы. Монцограниты преимущественно массивные, средне-крупнозернистые (5–10, реже 1–3 мм) с хорошо различимым визуальным составом: Pl (35–40 %), Qtz (20–30 %), Kfs (25–35 %), Bt (1–5 %), Hbl (единичные зерна). Отмечается акцессорная примесь магнетита, сфена, циркона, апатита. Предположительно, наиболее примитивные дериваты могут быть представлены кварцевыми монцонитами. В эндоконтактных участках иногда наблюдается порфировидная структура за счет вкрапленников микроклина в мелкозернистой основной массе.

Минералогия

Составы проанализированных минералов из гранитоидов усманского комплекса, монцогранитов Девического массива и мигматитов ЛСФЗ приведены в табл. 2–4.

В тоналитах усманского комплекса зональный плагиоклаз имеет состав от андезина в центральных до альбита в краевых частях зерен (рис. 5а). Плагиоклазы трондjemитов и гранодиоритов соответствуют олигоклазу (An_{16–28}), в отличие от более кислого альбита–олигоклаза в монцогранитах Девического массива и мигматитах ЛСФЗ (см. рис. 5а). Калиевый полевой шпат во всех образцах характеризуется высокой долей ортоклазового минала 72–100. Биотиты как в гранитоидах усманского комплекса, так и в других кислых породах ЛСФЗ характеризуются преимущественно низкой магнезиальностью (X_{Mg} = 0,48–0,62) (рис. 4б). Магнезиальность биотитов снижается от тоналитов, к трондjemитам и гранодиоритам усманского комплекса, и минимальна в монцогранитах Девического массива. Амфиболы из пород обоих массивов (Костенковский усманского комплекса и Девический) представлены магнезиальными роговыми обманками.

В тоналитах усманского комплекса они отличаются повышенной магнезиальностью (X_{Mg} = 0,69–0,77) по отношению к роговым обманкам из мигматитов ЛСФЗ (X_{Mg} = 0,63–0,65).

Составы титанитов во всех типах пород близки к идеальной формуле с незначительной примесью Al₂O₃ (около 0,95–2,75 мас.%) и FeO (1,33–3,37 мас.%). Примесь ванадия установлена только в титанитах из мигматитов ЛСФЗ и монцогранитов Девического массива. В каждом типе пород представлены магнетиты, преобладание которых в составе акцессорных минералов из монцогранитов Девического массива сказалось на их магнитных свойствах.

Геохимия

Мигматиты. Содержание петрогенных оксидов в мигматитах (гнейсовидные граниты или лейкосома) типично для гранодиоритов. Концентрации SiO₂ устойчивые от 67,7 до 70,6 %. Сумма щелочей Na₂O+K₂O – 6,6–8,2 %, при K₂O/Na₂O меньше 0,7. По величине A/CNK = Al/(Ca+Na+K) ≥ 0,99 принадлежат к высокоглиноземистым, а по отношению FeO/(FeO+MgO) 0,53–0,87 к железистым породам. Относительно известных гранитоидов юго-востока ВКМ гнейсовидные граниты характеризуются низкими концентрациями Rb (36,2–105,0 ppm), Cs (0,92–3,1 ppm), Th (1,74–3,7 ppm), U (0,45–1,76 ppm), высокими Sr (385–626 ppm), Y (3,85–8,07 ppm), промежуточными Zr (82,4–90,5 ppm), Ba (453–1254 ppm), Hf (1,97–2,62 ppm), что сближает их с гранитоидами усманского комплекса. Хондритнормализованные спектры редкоземельных элементов (РЗЭ) близки трондjemитам усманского комплекса: легкие РЗЭ преобладают над тяжелыми (La/Yb=17–30), европиевая аномалия выражена слабо (Eu/Eu*=0,71–1,24), зависимости суммы РЗЭ (33,1–72,1 ppm) от химического состава пород не наблюдается.

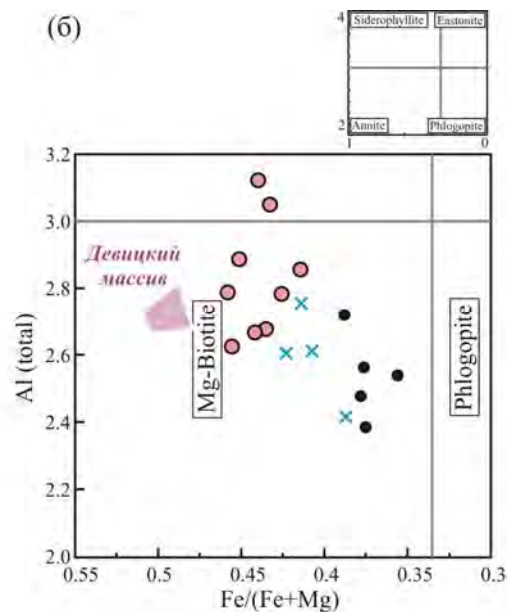
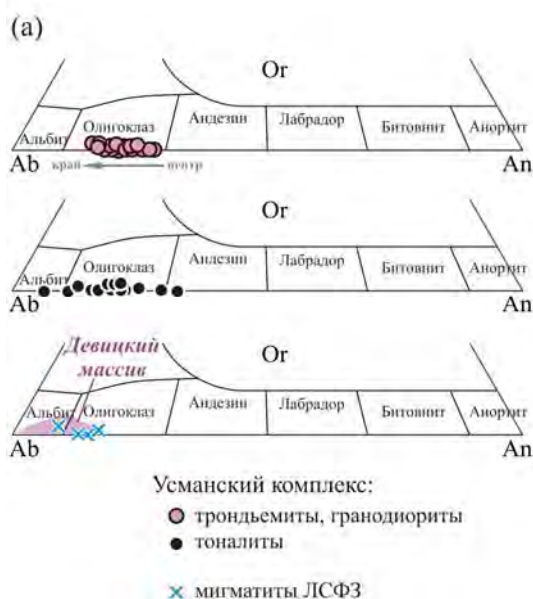


Рис. 5. Классификация плагиоклазов по [29] (а) и биотитов по [30, 31] (б) из гранитоидов усманского комплекса и мигматитов ЛСФЗ.

Таблица 2

Представительные микрозондовые анализы плагиоклазов и калиевых полевых шпатов из гранитоидов ЛСФЗ

Скважина	0152	0152	0152	0152	0152	0152	0152	0152	7720	7720	7720	7720
Глубина, м	350,0	350,0	350,0	350,0	1130,0	1130,0	1130,0	1130,0	387,0	387,0	387,0	387,0
SiO ₂	64,72	62,33	61,55	62,15	66,15	63,41	60,35	61,86	64,88	66,17	64,14	62,02
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	19,50	22,66	22,74	22,07	17,84	21,20	23,28	23,34	19,60	17,42	17,38	22,09
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,34	0,00	0,44	0,00	0,33	0,00	0,00	0,34	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	4,97	4,37	4,54	0,00	3,59	6,45	4,91	1,29	0,00	0,00	5,57
Na ₂ O	0,00	9,79	9,87	10,17	0,58	10,39	9,18	9,23	11,20	3,05	1,04	9,64
K ₂ O	14,43	0,24	0,18	0,00	14,59	0,29	0,00	0,00	1,09	11,77	14,41	0,00
Cr ₂ O ₃	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,32	0,00
V ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,40	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,72	0,00	1,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,35	0,97	1,49	0,00
Сумма	99,7	100,33	99,78	99,36	99,16	99,21	99,66	99,67	99,75	99,38	98,78	99,32
An	0,00	0,22	0,19	0,20	0,00	0,16	0,28	0,23	0,06	0,00	0,00	0,24
Ab	0,00	0,77	0,80	0,80	0,06	0,83	0,72	0,77	0,89	0,28	0,10	0,76
Or	1,00	0,01	0,01	0,00	0,94	0,02	0,00	0,00	0,06	0,72	0,90	0,00
Скважина	7720	7720	7720	7720	7720	0180	0180	0180	0180	0180	0180	0180
Глубина, м	387,0	387,0	387,0	387,0	387,0	337,1	337,1	337,1	389,0	389,0	389,0	389,0
SiO ₂	63,42	59,16	65,54	60,70	62,65	65,04	64,62	63,57	63,12	64,36	64,27	66,50
TiO ₂	0,55	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	21,13	24,79	20,82	24,37	22,10	17,45	20,78	21,43	22,62	17,65	20,40	19,31
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	3,60	6,87	2,53	7,03	4,63	0,00	2,11	3,26	4,10	0,00	2,20	0,40
Na ₂ O	11,04	9,08	10,49	8,19	9,51	1,30	11,04	10,37	10,12	0,39	12,08	12,70
K ₂ O	0,00	0,00	0,58	0,00	0,22	14,97	0,64	0,18	0,13	16,12	0,16	0,00
Cr ₂ O ₃	0,37	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,36	0,00	0,00	0,00	1,16	0,48	0,00
Сумма	100,11	99,9	99,96	100,3	99,11	100,12	99,41	99,04	100,09	100,01	99,59	98,9
An	0,15	0,29	0,11	0,32	0,21	0,00	0,09	0,15	0,18	0,00	0,09	0,02
Ab	0,85	0,71	0,86	0,68	0,78	0,12	0,87	0,84	0,81	0,04	0,90	0,98
Or	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,88	0,03	0,01	0,01	0,96	0,01	0,00

Примечание: здесь и в таблицах 3 и 4: обр. 0152/350,0 – трондьемит, обр. 0152/1130,0 – гранодиорит, обр. 7720/387,0 – тоналит усманского комплекса; обр. 0180/337,1 и 0180/363,1 – мигматиты ЛСФЗ; обр. 0180/389,0 и 0180/229,4 – монцограниты Девицкого массива.

Таблица 3

Представительные микрозондовые анализы биотитов из гранитоидов ЛСФЗ

Скважина	0152	0152	0152	0152	7720	7720	0180	0180	0180	0180	0180	0180
Глубина, м	350,0	350,0	1130,0	1130,0	387,0	387,0	337,1	337,1	337,1	229,4	229,4	229,4
SiO ₂	36,99	37,35	37,07	36,74	37,84	37,53	38,12	37,93	40,23	37,49	37,80	35,77
TiO ₂	2,03	1,11	2,06	2,05	1,29	1,56	1,67	2,07	1,87	3,29	3,72	2,60
Al ₂ O ₃	14,09	15,14	13,90	14,07	13,40	13,72	14,32	14,19	13,57	14,82	15,00	14,47
Cr ₂ O ₃	0,51	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,00
FeO	17,61	17,23	18,05	18,17	15,81	15,97	18,15	17,43	17,55	19,27	19,73	20,21
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,79	0,00	0,59	0,63	0,52	0,40	0,58	0,32
MgO	11,87	12,80	11,58	12,54	13,40	14,71	13,07	13,28	14,39	11,21	10,43	11,15
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,46	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,75	0,42	0,32
K ₂ O	9,58	8,20	9,22	8,41	9,45	9,28	9,57	8,90	9,14	9,58	9,34	8,57
BaO	0,00	1,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	92,68	92,91	92,34	91,98	91,98	92,77	95,5	94,43	97,27	96,81	97,24	93,41
Si	2,97	2,99	2,97	2,96	3,01	2,95	2,94	2,96	3,04	2,88	2,92	2,86
Ti	0,12	0,07	0,12	0,12	0,08	0,09	0,10	0,12	0,11	0,19	0,22	0,16
Al ^{IV}	1,03	1,01	1,03	1,04	0,99	1,05	1,06	1,04	0,96	1,12	1,08	1,14
Al ^{VI}	0,30	0,42	0,28	0,29	0,27	0,21	0,25	0,27	0,25	0,22	0,29	0,22
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	1,18	1,15	1,21	1,22	1,05	1,05	1,17	1,14	1,11	1,23	1,27	1,35
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,02
Mg	1,42	1,53	1,38	1,50	1,59	1,72	1,50	1,55	1,62	1,28	1,20	1,33
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,06	0,05
K	0,98	0,84	0,94	0,86	0,96	0,93	0,94	0,89	0,88	0,94	0,92	0,87
X(Mg)	0,55	0,57	0,53	0,55	0,59	0,62	0,55	0,57	0,59	0,50	0,48	0,49

Таблица 4

Представительные микрозондовые анализы амфиболов из гранитоидов ЛСФЗ

Скважина	7720	7720	7720	7720	0180	0180
Глубина, м	387,0	387,0	387,0	387,0	363,1	363,1
1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	49,05	47,00	48,10	49,55	48,22	48,40
TiO ₂	0,47	0,00	1,51	0,91	1,14	0,42
l ₂ O ₃	5,22	6,41	5,84	5,04	6,09	6,32
FeO	11,99	13,32	11,54	12,75	15,53	15,41
MnO	0,00	0,00	0,73	0,44	0,29	0,63
MgO	15,28	14,40	15,23	14,22	13,35	12,80
CaO	11,27	11,88	11,16	11,47	11,44	11,98
Na ₂ O	1,01	1,77	1,25	0,60	1,43	0,91
K ₂ O	0,45	0,72	0,36	0,28	0,80	0,52
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00
V ₂ O ₅	0,53	0,43	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,94	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	95,27	96,87	95,72	95,26	98,46	97,39
Si	7,22	7,01	7,02	7,29	7,00	7,10
Ti	0,05	0,00	0,17	0,10	0,12	0,05
Al	0,91	1,13	1,00	0,87	1,04	1,09

Продолжение таблицы 4

1	2	3	4	5	6	7
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Fe ³⁺	0,63	0,40	0,71	0,51	0,57	0,50
Fe ²⁺	0,85	1,26	0,70	1,06	1,31	1,39
Mn	0,00	0,00	0,09	0,06	0,04	0,08
Mg	3,35	3,20	3,31	3,12	2,89	2,80
Ca	1,78	1,90	1,74	1,81	1,78	1,88
Na	0,29	0,51	0,35	0,17	0,40	0,26
K	0,08	0,14	0,07	0,05	0,15	0,10
X _(Mg)	0,75	0,69	0,77	0,71	0,65	0,63
Ti	0,05	0,00	0,17	0,10	0,12	0,05
(Ca+Na) _b	1,91	1,96	1,90	1,91	1,92	1,95
(Na+K) _a	0,25	0,60	0,28	0,13	0,42	0,30
Na _b	0,12	0,05	0,14	0,10	0,13	0,06
X _{Ab}	0,68	0,82	0,82	0,76	0,84	0,87
X _{An}	0,32	0,18	0,18	0,23	0,15	0,09
T°C	667	710	722	598	714	651
P(kbar)	1,26	2,47	1,80	1,21	2,00	2,17

Примечание: T°C и P (кбар) – P-T-условия кристаллизации пород по данным амфибол-плаггиоклазового геотермобарометра по [28], X_{Ab} и X_{An} – составы плаггиоклазов использованные для расчетов.

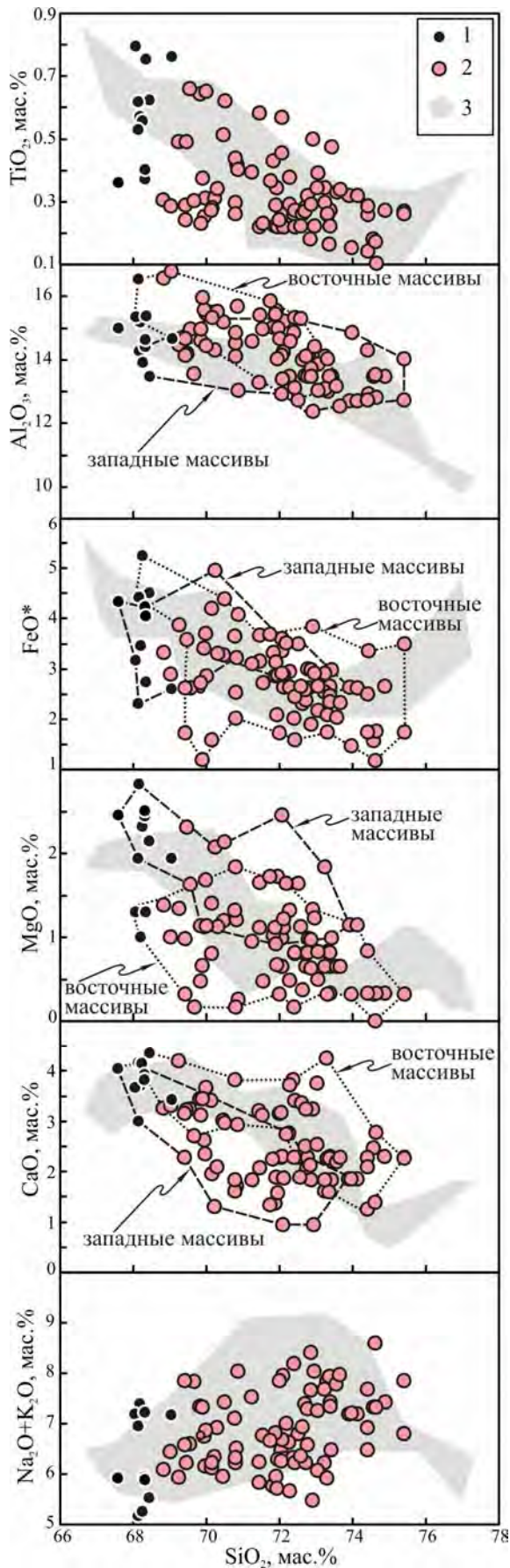


Рис. 6. Вариационные диаграммы: 1 – тоналиты и 2 – трондьемиты, гранодиориты усманского комплекса, 3 – мигматиты ЛСФЗ.

Тоналит–трондьемит–гранодиоритовые массивы. По петрохимическому составу интрузивные образования усманского комплекса (табл. 5, 6) при среднем содержании SiO_2 $70,91 \pm 1,77$ мас. % (здесь и далее $X_{\text{cp}} \pm \sigma$, $n=81$) относятся к умеренно железистым $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})=0,64 \pm 0,09$, низкокальциевым $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na})=0,22 \pm 0,06$, высоконатровым $\text{Na}/(\text{Na}+\text{K})=0,75 \pm 0,06$ (до 0,84) низкощелочным гранитоидам. Наблюдаются вариации петрогенных оксидов от массива к массиву (рис. 6). В западном ареале гранитоиды усманского комплекса, главным образом, насыщены глиноземом $\text{A}/\text{CNK}=1,06 \pm 0,04$, а в восточном – недосыщены глиноземом $\text{A}/\text{CNK}=0,90 \pm 0,02$, так же как и мигматиты ЛСФЗ (рис. 7).

Геохимической спецификой гранитоидов усманского комплекса является их обогащенность крупноионными литофильными элементами (табл. 7) с уменьшением индикаторных отношений K/Rb (349 ± 48) и Zr/Hf (39 ± 1) и увеличением Th/U ($4,2 \pm 1,1$) в 1,5–2 раза по сравнению с кремнекислыми натровыми вулканическими породами и их интрузивными аналогами тоналит–трондьемитового состава современных и молодых островных дуг.

Гранитоиды усманского комплекса отличаются также от трондьемитов и химически эквивалентных им дацитов мезо-кайнозойских островных дуг диффе-

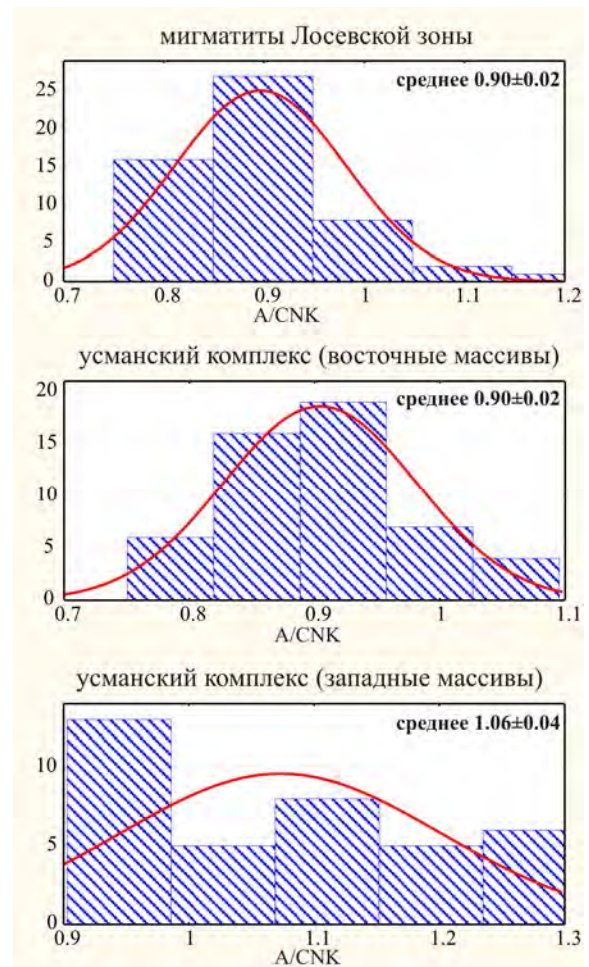


Рис. 7. Гистограммы распределения индекса A/CNK в гранитоидах усманского комплекса и мигматитах ЛСФЗ.

Таблица 5

Химический состав (мас.%, %) трондвемит-гранодиоритовых пород Костянского массива усманского комплекса

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Сквжина	0150	0152	0152	0152	0152	0152	0152	0152	0152	0152	0152	0152	0152	0152	0152
Глубина, м	1132,2	350,0	1010,0	830,0	515,0	870,0	590,0	470,0	430,0	670,0	390,0	750,0	950,0	1110,0	1150,0
SiO ₂	71,26	70,00	72,00	72,04	71,68	72,36	70,36	70,00	71,48	72,00	69,44	71,24	70,00	70,56	72,00
TiO ₂	0,56	0,31	0,43	0,29	0,22	0,22	0,31	0,28	0,22	0,22	0,25	0,42	0,34	0,39	0,22
Al ₂ O ₃	13,23	15,45	15,05	15,57	15,45	15,25	14,32	15,45	15,35	15,00	15,45	15,77	15,45	14,42	14,22
Fe ₂ O ₃	1,22	1,39	1,80	1,87	1,50	1,45	2,87	2,65	1,24	1,70	1,27	2,10	1,89	1,57	1,70
FeO	2,45	2,44	1,70	1,45	1,80	1,34	2,37	1,80	1,72	1,34	2,23	1,34	1,58	1,65	1,34
MnO	0,03	0,12	0,10	0,08	0,08	0,10	0,08	0,08	0,12	0,10	0,10	0,10	0,10	0,08	0,10
MgO	0,98	1,68	1,02	0,92	1,12	1,12	2,08	1,40	1,11	1,72	1,12	1,21	2,08	0,94	1,21
CaO	2,26	2,34	2,24	1,88	2,08	1,88	1,31	1,95	1,36	1,58	2,60	1,72	2,08	1,82	0,94
Na ₂ O	5,00	4,54	4,23	4,21	4,34	4,36	4,44	4,15	4,61	4,21	4,32	4,31	4,40	4,33	4,49
K ₂ O	1,60	1,62	1,55	1,75	1,91	1,97	1,91	1,96	2,16	2,08	2,38	2,23	2,48	3,13	3,45
P ₂ O ₅	0,27	0,13	0,12	0,12	0,12	0,28	0,12	0,06	0,06	0,10	0,12	0,13	0,13	0,13	0,17
ППП	1,12	0,44	0,51	0,47	0,46	0,49	0,49	0,60	1,41	0,24	0,49	0,40	0,51	0,58	0,97
Total	99,98	100,46	100,75	100,65	100,76	100,82	100,66	100,38	100,84	100,29	99,77	100,97	100,08	99,60	100,81
Δ/CNK	0,94	1,15	1,18	1,27	1,19	1,20	1,22	1,24	1,24	1,25	1,07	1,25	1,13	1,04	1,11

Примечание: анализы выполнены в химической лаборатории ИП «Архангельскгеология» (коллекция В. Ю. Скрябина)

Таблица 6

Химический состав (мас.%, %) трондвемит-гранодиоритовых пород Сомовского массива усманского комплекса

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Сквжина	7787а	7787а	7787а	7787а	7787а	7787а	7796	7772	7773	7787а	7796	7796	7772	7730	7796
Глубина, м	473,6	471,5	471,2	472,5	471,4	238,9	462,3	201,0	208,4	514,0	471,5	486,1	216,3	750,8	502,8
SiO ₂	70,94	70,72	69,20	71,86	70,88	69,72	72,90	72,90	72,96	72,84	73,42	74,23	72,08	72,48	73,80
TiO ₂	0,38	0,25	0,33	0,28	0,37	0,43	0,15	0,26	0,22	0,37	0,10	0,14	0,16	0,34	0,17
Al ₂ O ₃	13,45	12,54	13,48	13,93	14,30	14,29	14,64	13,95	13,35	13,53	12,60	14,27	13,24	12,95	13,38
Fe ₂ O ₃	0,62	1,68	1,11	2,11	1,19	1,68	0,80	0,87	0,71	0,95	1,27	0,79	1,71	0,39	0,68
FeO	1,55	0,50	1,01	0,44	1,51	2,08	0,72	0,94	1,80	1,73	0,58	1,02	0,76	2,52	0,54
MnO	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,01	0,02	0,02	0,03	0,04	0,02	0,03	0,04	0,02
MgO	0,48	0,80	0,64	0,64	0,48	1,30	0,32	0,32	0,65	0,81	0,32	0,33	0,80	0,64	0,01
CaO	3,64	4,10	4,78	3,19	3,64	1,81	1,82	2,24	2,24	2,51	2,73	1,24	1,57	1,82	1,37
Na ₂ O	4,50	4,20	3,90	4,55	4,00	4,80	4,80	5,00	4,40	4,40	4,10	4,46	4,20	3,90	4,50
K ₂ O	1,40	1,50	1,60	1,60	1,55	2,20	2,30	2,80	2,90	3,00	3,10	3,20	3,60	3,70	4,00
P ₂ O ₅	0,11	0,14	0,11	0,16	0,09	0,14	0,09	0,14	0,16	0,11	0,09	0,05	0,09	0,18	0,43
ППП	2,22	2,80	3,32	0,38	2,17	0,77	1,27	1,30	0,30	0,64	1,82	0,99	1,21	0,58	0,98
Total	99,33	99,27	99,52	99,18	100,22	99,26	99,82	100,74	99,71	100,82	100,17	100,74	99,45	99,54	99,88
Δ/CNK	0,87	0,78	0,80	0,93	0,96	1,05	1,07	0,91	0,92	0,90	0,84	1,09	0,97	0,94	0,94

Примечание: анализы выполнены из фоновых материалов ИП «Воронежгеология» (автор В. М. Богданов)

Таблица 7

Химические составы (мас.%) и концентрации редких и рассеянных элементов (ppm) пород усманского комплекса

№	1	2	3	4	5	6
Скважина	7720	7720	7720	7748	7748	0181
Глубина, м	395,0	387,0	381,0	250,0	266,0	265,5
Породы	Тоналиты			Трондьемиты–гранодиориты		
SiO ₂	67,30	66,70	67,30	67,80	68,70	66,80
TiO ₂	0,395	0,355	0,366	0,3	0,284	0,518
Al ₂ O ₃	14,20	14,80	14,40	16,30	16,70	16,20
Fe ₂ O ₃ (общ)	4,63	4,76	4,58	3,63	3,20	2,51
MnO	0,065	0,068	0,065	0,066	0,053	0,046
MgO	2,41	2,42	2,47	1,36	1,00	1,90
CaO	3,87	3,98	3,76	3,21	3,29	2,93
Na ₂ O	3,84	4,13	4,03	4,75	5,10	5,42
K ₂ O	2,00	1,70	1,77	1,24	1,31	1,40
P ₂ O ₅	0,101	0,106	0,111	0,132	0,121	0,498
ППП	0,93	0,9	1,37	1,26	0,7	1,18
Total	99,741	99,919	100,222	100,048	100,458	99,402
FeO	2,76	3,04	3,19	2,6	2,15	1,85
Na ₂ O+K ₂ O	5,93	5,91	5,89	6,08	6,44	6,96
K ₂ O/Na ₂ O	0,52	0,41	0,44	0,26	0,26	0,26
A/CNK	0,52	0,41	0,44	0,26	0,26	1,03
Be	1,24	1,26	1,04	0,828	0,974	0,977
Sc	9,96	10,5	11,2	0,575	<0,10	н/д
P	843	857	899	567	504	1805
Ti	2131	1930	1991	2232	1955	3521
V	71,3	70,3	72,0	47,6	30,2	83,6
Cr	74,5	78,6	76,2	25,5	19,7	61,2
Co	14,6	15,6	15,4	12,7	5,54	6,63
Ni	51,4	63,4	61,1	27,5	10,9	32,4
Cu	52,7	43,9	31,6	57,6	6,23	44,7
Zn	64,1	59,0	56,0	56,8	42,7	48,1
Ga	17,9	18,9	18,3	19,9	16,5	21,2
Rb	61,0	62,6	62,0	33,2	31,9	46,4
Sr	550	577	551	734	759	719
Y	14,2	9,9	7,93	5,31	4,82	13,0
Zr	136	129	117	123	110	185
Nb	8,98	5,84	5,25	4,85	3,86	6,67
Mo	5,19	4,7	4,09	3,69	3,06	30,0
Sn	1,42	1,16	1,01	1,21	1,02	0,989
Cs	1,14	1,37	1,97	0,656	0,718	3,14
Ba	686	583	641	444	482	606
La	26,6	24,1	17,4	17,4	19,3	75,6
Ce	57,8	47,6	36,3	35,5	39,3	148
Pr	7,03	5,22	4,16	3,97	4,39	15,9
Nd	27,1	19,5	15,5	14,5	15,9	53,5
Sm	4,91	3,19	2,74	2,14	2,33	6,53
Eu	1,15	0,854	0,774	0,63	0,71	1,19
Gd	3,41	2,29	1,93	1,43	1,59	4,07
Tb	0,464	0,306	0,262	0,176	0,196	0,506
Dy	2,54	1,67	1,46	0,942	1,03	2,44
Ho	0,511	0,35	0,293	0,183	0,205	0,469
Er	1,38	0,951	0,793	0,502	0,533	1,45
Tm	0,214	0,142	0,121	0,067	0,075	0,197
Yb	1,32	0,92	0,753	0,407	0,421	1,35
Lu	0,197	0,147	0,117	0,061	0,062	0,201
Hf	3,33	2,93	2,66	2,55	2,78	4,15
Ta	1,13	0,497	0,408	0,259	0,295	0,389
W	0,542	0,553	0,614	0,442	0,711	207
Th	6,52	6,01	4,33	1,29	1,59	14,3
U	2,65	2,12	1,35	0,229	0,235	1,87

ренцированным распределением редкоземельных элементов (La/Yb=31±5, рис. 8). Эти образования характеризуются полным соответствием спектру распределения РЗЭ внутриконтинентальных трондьемитов [33].

Монцогранитные массивы. Гранитоиды девичьего типа

характеризуются концентрациями SiO₂ 68,7 – 73,9 %. Сумма щелочей варьирует в пределах 7,47–8,9 % при явном преобладании калиевой щелочности (K₂O/Na₂O 0,95–1,85). Гранитам свойственна повышенная железистость (0,81 – 0,89) и глиноземистость (около 1,05). Абсолютные концентрации редких и рассеянных элементов отличают массивные граниты от всех известных на юго-востоке ВКМ гранитоидов: высокие Rb (95-178 ppm), Zr (до 257 ppm), Ba (1002-1455 ppm), Hf (до 6,42 ppm). Сумма РЗЭ (54-267 ppm) выше чем в усманских гранитоидах и мигматитах скважины 0180, с увеличением кремнезема в породах она снижается. Европийевые аномалии слабые [9, рис. 4], но более контрастные чем в мигматитах (Eu/Eu*=0,63–1,5) при высоком La/Yb = 30–71.

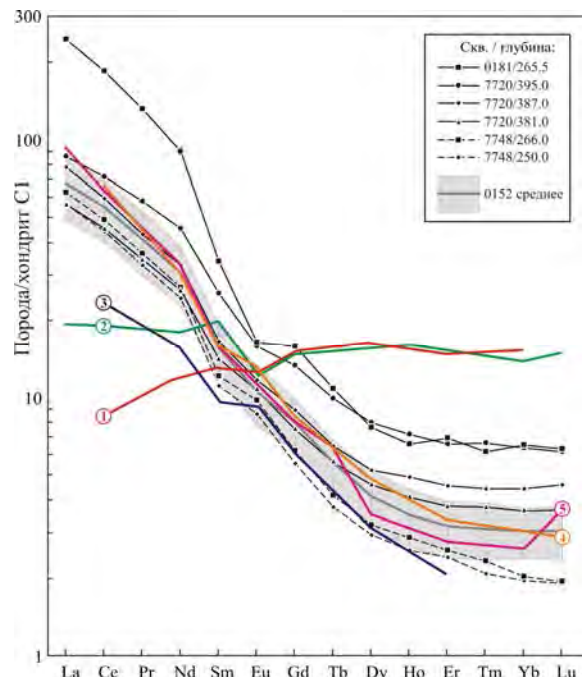


Рис. 8. Хондрит-нормализованное распределение редкоземельных элементов в тоналитах и трондьемитах усманского комплекса. Хондрит C1 по [32], средние составы трондьемитов и гранодиоритов по скв. 0152 по [10, 20]. Цифры в кружках – трондьемиты и химически эквивалентные им дациты различных тектонических обстановок: 1 – офиолиты [33], 2 – океанические дуги [34], 3 – континентальные дуги [33], 4 – внутренние части континентов [33], 5 – тоналит-трондьемит-гранодиоритовые серии архея [35].

Петрофизика

Обзор петрофизических характеристик пород ВКМ дан Н.С. Афанасьевым [36], тем же автором довольно подробно освещена мигматит-плагиогранитная формация усманского комплекса [37]. Однако, все многообразие гранитоидов ЛСФЗ, а точнее Лосевского террейна, не было охарактеризовано. В связи с чем ниже даны статистически рассчитанные петрофизические характеристики гранитоидов усманского комплекса в сравнении с другими гранитоидами Лосевского

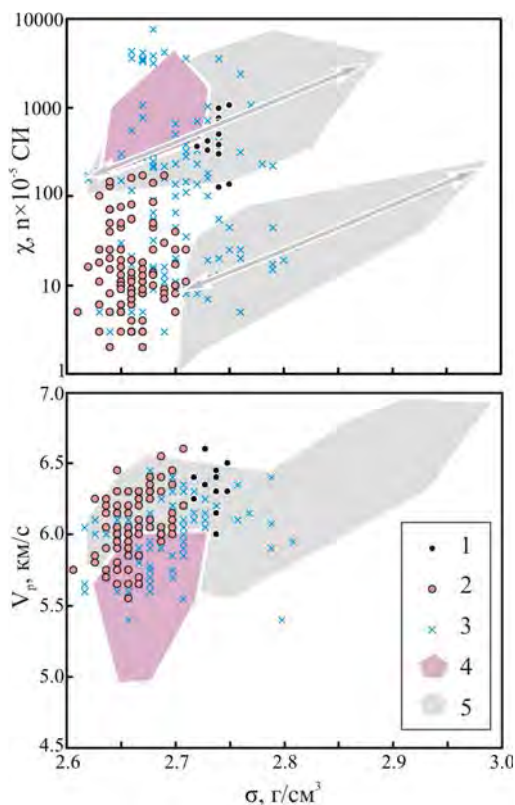


Рис. 9. Закономерности корреляции: (а) плотности (σ , г/см³) и магнитной восприимчивости (χ , $n \times 10^{-5}$ СИ); (б) плотности и скорости распространения продольных волн (V_p , км/с) в гранитоидах ЛСФЗ. Условные обозначения: 1 – тоналиты и 2 – трондземиты, гранодиориты усманского комплекса; 3 – мигматиты; 4 – поле монцогранитоидов Девичьего массива и его аналогов; 5 – поле дифференцированных диоритоид–гранитных серий.

террейна (рис. 9, 10). Показательны близкие значения плотности для гранитоидов усманского комплекса, монцогранитов девичьего типа и мигматитов ЛСФЗ. Различия гранитов усманского комплекса от остальных гранитоидов ЛСФЗ заключаются в низкой намагниченности основной массы пород (исключение составляют тоналиты краевых зон с повышенной магнитной восприимчивостью и повышенной до 2,72–2,75 г/м³ плотностью), и высокой скоростью ультразвука по сравнению с мигматитами и особенно монцогранитами девичьего типа. Петрофизические характеристики мигматитов и дифференцированных диорит–гранитоидных серий ЛСФЗ в отличие от гранитов усманского комплекса, определяются более широкими вариациями всех свойств для мигматитов и повышенной плотностью и магнитной восприимчивостью для меланократовых дериватов диоритсодержащих серий (см. рис. 9, 10).

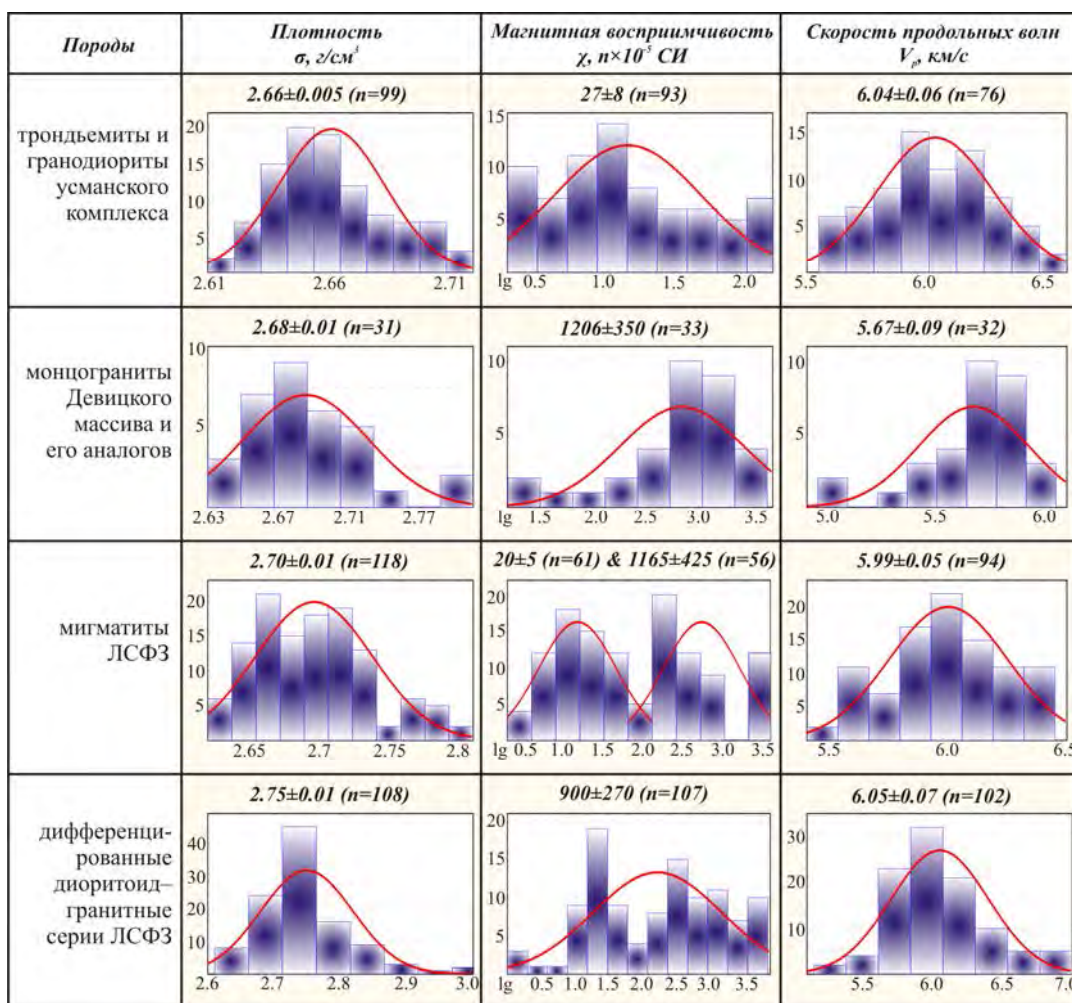


Рис. 10. Гистограммы распределения основных петрофизических параметров в гранитоидах ЛСФЗ.

Изотопный возраст

Геохронологическое датирование времени формирования гранитоидов усманского комплекса базируется на результатах изотопных исследований Pb и U в цирконах из трондjemита петротипического Костенковского массива (скв. 0152, глубина 1000 м), а в качестве объекта сравнения выбран постколлизийный монцогранит Девицкого интрузива (скважина 0180, глубина 369 м), прорывающего мигматиты Лосевского террейна.

Усманский комплекс (ТТГ). Цирконы в трондjemитах представлены прозрачными с бледной желтоватой или розовой окраской идиоморфными кристаллами удлиненно-призматического габитуса ($l/m=2,28\pm0,40$; $n=62$) длиной $0,152\pm0,060$ мм и шириной $0,067\pm0,020$ мм. По интенсивности люминесцентного свечения

вкатодных лучах во всех кристаллах циркона хорошо видна тонкая ритмичная концентрическая (осцилляционная) зональность роста (рис. 11а). В 22 % зерен цирконов присутствуют ядра (см. рис. 11а), которые в отличие от оболочек часто имеют блоковое или секториальное строение. На границе ядер и оболочек нарастания иногда наблюдаются кристаллики минералов-спутников и флюидные включения. Сами границы часто неровные, секущие внутреннюю структуру центральных частей таких зерен циркона, что указывает на кластогенную природу ядер и/или их резорбцию трондjemитовым расплавом.

Результаты изотопных исследований [15] свидетельствуют о преобладании зерен циркона с ненарушенной изотопной Pb-U-системой и конкордантным возрастом 2047 ± 11 млн лет (рис. 12а).

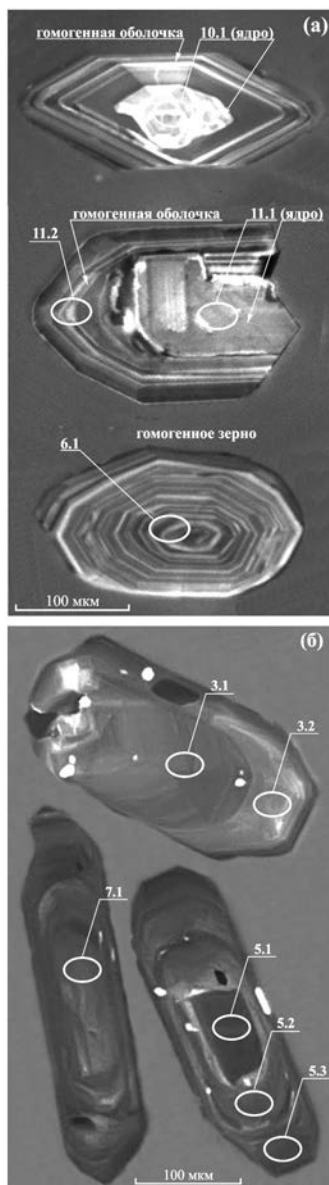


Рис. 11. Катодолюминесцентные фотографии зерен цирконов: (а) – из трондjemита усманского комплекса и (б) – из монцогранита Девицкого массива. Номера аналитических точек соответствуют табл. 8.

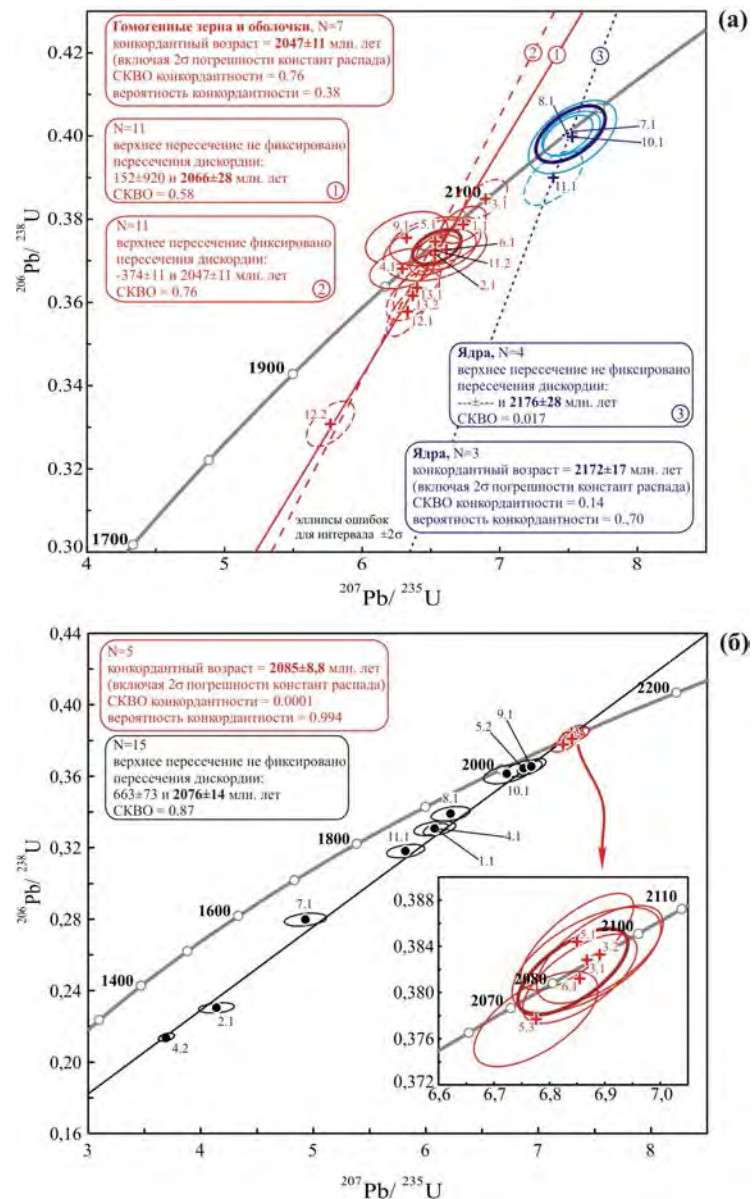


Рис. 12. Изотопные свинцово-урановые отношения в цирконах: (а) – из биотитового трондjemита усманского комплекса (скважина 0152, глубина 1000 м), таблица с результатами анализов [15]; (б) – из биотитового монцогранита Девицкого массива (скважина 0180, глубина 369 м).

Верхнее пересечение дискордии (2066±28 млн лет) имеет большую погрешность, и его отличие от значения конкордантного возраста статистически не значимо (t=1,698 при q_{0,05}=2,119). Конкордантный возраст ядер цирконов значительно более древний (2172±17 млн лет) и отличается от конкордантного возраста нарастающих на них оболочек и гомогенных зерен с вероятностью более 0,999 (t=14,188 при q_{0,001}=5,041), что позволяет предполагать ксеногенную природу ядер в результате их захвата трондьемитовым расплавом из прорываемых им пород лосевской серии или же их вынос из субстрата магмогенерации.

Девицкий массив (монцограниты). Цирконы в монцогранитах представлены прозрачными идиоформными кристаллами, по размеру сопоставимыми с усманскими, но более удлиненными (l/m=3,07±0,28; n=28) длиной 0,275±0,019 мм и шириной 0,093±0,006 мм. По интенсивности люминесцентного свечения в

катодных лучах во всех кристаллах циркона хорошо проявлена тонкая ритмичная концентрическая зональность (рис. 11б). Часто в центральной части зерен цирконов присутствуют блоковые участки, которые срезаются оболочками нарастания. Значения ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраста центральных частей и концентрически зональных оболочек очень близки, что свидетельствует о близком времени кристаллизации.

Конкордантный возраст составляет 2085±8,8 млн лет (рис. 12б, табл. 8). Верхнее пересечение дискордии 2076±14 млн лет статистически не отличается от значения конкордантного возраста (t=1,71 при q_{0,05}=2,119). Нижние пересечения дискордий при фиксированном (678±69 млн лет) и нефиксированном (663±73 млн лет) верхнем пересечении с конкордией в пределах погрешности равны, что говорит о хорошей сходимости оценок конкордантного и дискордантного изотопных возрастов монцогранитов.

Таблица 8

Содержание и изотопные отношения Pb, U и Th в цирконах из монцогранита Девицкого массива (скв. 0180, глуб. 369,0 м)

№ зерна, точки анализа	²⁰⁶ Pb _c , %	U, ppm	Th, ppm	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*, ppm	(1)	±	(1)	±	D, %	(1)	±, %	(1)	±, %	(1)	±, %	Корреляция ошибок
						Возраст ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U млн лет		Возраст ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb млн лет			²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*		²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U		
4.2	1,13	739	212	0,30	137	1248	± 7,3	1773	± 25	42	0,1084	1,3	3,1930	1,5	0,2135	0,7	0,433
2.1	1,51	211	88	0,43	42,4	1336	±10	1876	± 50	40	0,1147	2,8	3,6400	2,9	0,2303	0,8	0,287
7.1	1,81	245	62	0,26	60,1	1590	±12	1878	± 47	18	0,1148	2,6	4,4300	2,8	0,2797	0,9	0,313
11.1	1,78	325	102	0,32	90,8	1780	±12	1977	± 35	11	0,1214	2,0	5,3200	2,1	0,3181	0,8	0,368
1.1	0,33	308	181	0,61	87,8	1840	±11	1995	± 19	8	0,1226	1,1	5,5860	1,3	0,3303	0,7	0,524
4.1	0,97	160	53	0,34	46,1	1842	±13	1991	± 36	8	0,1224	2,0	5,5800	2,2	0,3308	0,8	0,379
8.1	0,23	411	162	0,41	120	1882	±13	1991	± 33	6	0,1224	1,8	5,7200	2,0	0,3390	0,8	0,397
10.1	0,38	105	43	0,42	32,7	1988	±18	2026	± 35	2	0,1248	2,0	6,2200	2,2	0,3613	1,0	0,462
5.2	0,30	169	70	0,42	53,2	2003	±15	2054	± 26	3	0,1268	1,5	6,3700	1,7	0,3644	0,9	0,504
9.1	0,24	389	150	0,40	122	2008	±14	2068	± 18	3	0,1278	1,0	6,4400	1,3	0,3654	0,8	0,611
5.3	0,05	315	135	0,44	102	2066	±13	2086	± 16	1	0,1291	0,9	6,7260	1,1	0,3777	0,7	0,629
6.1	0,00	412	159	0,40	135	2082	±12	2091	± 13	0	0,1295	0,8	6,8050	1,0	0,3812	0,7	0,664
3.1	0,00	145	64	0,45	47,8	2089	±14	2087	± 18	0	0,1292	1,0	6,8170	1,3	0,3828	0,8	0,609
3.2	0,00	202	86	0,44	66,6	2092	±13	2090	± 16	0	0,1294	0,9	6,8410	1,1	0,3833	0,7	0,634
5.1	0,06	591	486	0,85	195	2097	±13	2075	± 12	-1	0,1283	0,7	6,8000	1,0	0,3844	0,7	0,732

Примечание: ошибки приведены для интервала ±1σ; Pb_c и Pb* – нерадиоогенный и радиоогенный свинец соответственно; (1) – коррекция на Pb_c по измеренному ²⁰⁴Pb; D, % – дискордантность 100×[(возраст ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)/(возраст ²⁰⁶Pb/²³⁸U) – 1]. Ошибка калибровки 0,59. Анализы выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ, аналитик А.Н. Ларионов.

Обсуждение результатов

Типизация пород (формационная принадлежность)

Полученные количественно-минералогические и петрохимические данные позволяют относить гранитоиды усманского комплекса к трондьемит-гранодиоритовой формации с подчиненной ролью тоналитов в краевых частях массивов. Сходство структурных (равномернозернистые или порфирировидные), минералогических (олигоклаз, кварц, калиевый полевой шпат и железистый биотит) и геохимических (высокая натровость, низкая щелочность, дифференцированное распределение РЗЭ) особенностей, а также постепенный переход от трондьемитов к гранодиоритам и лейкогранодиоритам в разрезе (см.

рис. 4) позволяет считать их дериватами единой магматической системы. По ряду петрографических и петрогеохимических признаков (состав: Qtz+An₁₀₋₃₀±Kfs+Vt±Hbl+Ep, SiO₂ > 64 мас.%, K₂O < 2 мас.% в тоналитах и трондьемитах, Na₂O = 4–6 мас.% при K₂O/Na₂O < 0,6, Yb < 1,5 г/т, (La/Yb)_N > 15, Sr/Y > 10 и т.д.) гранитоиды усманского комплекса перекрываются с архейскими ТТГ (тоналит-трондьемит-гранодиоритовые комплексы, по [38]).

Преимущественно краевое положение тоналитов в разрезе интрузивов, а также такие признаки как обогащенность мафическими компонентами (TiO₂+Fe₂O₃+MnO+MgO > 7 мас.%), слабые положительные аномалии Eu и отсутствие аномалий Sr, кото-

рые контрастны в трондьемитовых и/или гранодиоритовых дериватах (рис. 13) свидетельствуют, вероятно, об их кумулятивном происхождении. На это указывают и их повышенная относительно трондьемитов–гранодиоритов плотность и намагниченность, за счет увеличения количеств магнетита, основности плагиоклазов и появления роговой обманки.

Как было показано выше мигматиты ЛСФЗ характеризуются широкими вариациями петрофизических свойств (от слабомагнитных до сильномагнитных, от гнейсо-гранитов с низкой плотностью до апоамфиболитовых мигматитов диоритового состава с высокой плотностью), субсогласно чередуются с вмещающими породами породами лосевской серии. Интрузивы трондьемитов–гранодиоритов отчетливо секут породы лосевской серии и имеют с ними горячие контакты [25]. Различия мигматитов ЛСФЗ и гранитов усманского комплекса заключаются также в текстурных особенностях: первые – полосчатые, гнейсовидные, а вторые – массивные и редко директивные. Анализ этих фактов позволяет считать мигматиты синтетектоническими, а трондьемиты–гранодиориты посттектоническими. Таким образом, между процессами образования мигматитов и внедрения магм усманского комплекса происходило формирование складок. В этом случае объединение мигматитов ЛСФЗ и массивов трондьемитов–гранодиоритов в единый магматический комплекс исключено. Слабо выраженная ди-

рективность гранитов усманского комплекса и образование вторичных эпидота и хлорита, альбитизация плагиоклаза могут быть связаны с самыми поздними этапами складчатости Восточно-Сарматского орогена. О значительном хронологическом разрыве между мигматитами ЛСФЗ и гранитами усманского комплекса свидетельствуют также данные об изотопном возрасте (2076–2085 млн лет) постколлизии [9] монцогранитов Девичьего массива, прорывающих мигматиты ЛСФЗ. Монцограниты Девичьего массива древнее чем трондьемиты Костенковского массива усманского комплекса (2047–2074 млн лет, см. также рис. 14). Дата 2074 млн лет это оценка изотопного $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста по зернам с ненарушенной U–Pb изотопной системой. Так как ниже пересечение дискордии с конкордией при фиксированном верхнем пересечении (см. рис. 12а) имеет отрицательное значение, т.е. бессмысленно, то ориентироваться в оценках изотопного возраста цирконов из трондьемитов Костенковского массива усманского комплекса следует на $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ дату 2074 ± 31 млн лет. Возраст усманского комплекса в интервале 2066–2074 млн лет подтверждается и геологическими данными: кварцевые диориты Ольховского массива, прорывающие метатерригенную толщу воронежской свиты с обломками гранитов усманского комплекса, имеют изотопный возраст $2065 \pm 9,9$ млн лет [8]. Т.е. усманский комплекс должен быть древнее чем 2065 млн лет.

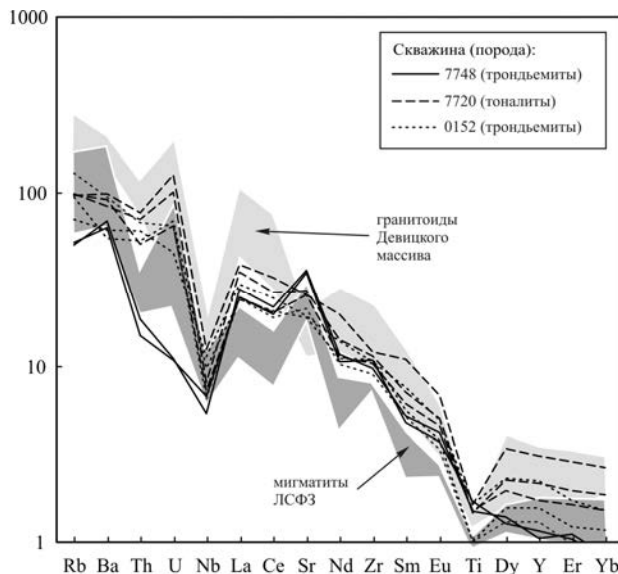


Рис. 13. Нормализованное к примитивной мантии распределение элементов в породах усманского комплекса, мигматитах ЛСФЗ и монцогранитах Девичьего массива. Примитивная мантия по [32], геохимические данные по скважине 0152 [20], Девичьий массив и мигматиты по [9].

Петрогенез гранитоидов усманского комплекса

Гранитоиды имеют изотопно-геохимические характеристики [20] с положительными значениями $\epsilon\text{Nd}(2065) = +2,8 - +5,6$, что подразумевает их формирование за счет ювенильных палеопротерозойских источников. Обогащенность гранитов крупноионными литофильными элементами и дифференцированный характер распределения РЗЭ (см. рис. 8, 13) соот-

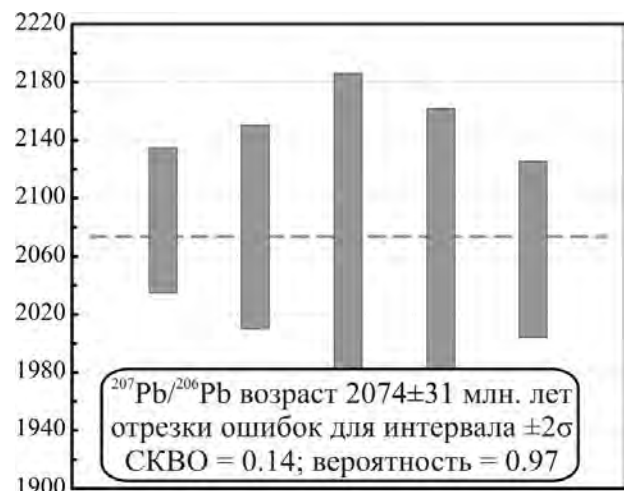


Рис. 14. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст в цирконах с ненарушенной U–Pb системой из трондьемитов усманского комплекса.

вествуют особенностям гранитоидов – выплавкам континентальной коры. Таким континентальным источником гранитных высококонтратных магм могли служить метаморфизованные (тоже высококонтратные) вулканогенные и осадочные породы лосевской серии. Например, метаплагиоориолиты стрелицкой толщи лосевской серии имеют изотопный U–Pb возраст облочков цирконов около 2140 млн лет и около 2176 млн

лет средневзвешанный $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст [24]. Близкие значения возраста 2172 ± 17 млн лет фиксируются в ядрах цирконов из трондьемитов усманского комплекса (см. рис. 12а) и около 2200 млн лет – модельный возраст магматического источника усманских гранитов [20].

Граниты усманского комплекса обогащены элементами с крупными ионными радиусами и деплетированы тяжелыми РЗЭ и У. Тренды распределения этих элементов (см. рис. 13) схожи с трендами нижнекоровых магм в равновесии с гранатом и/или роговой обманкой. Слабые аномалии европия являются свидетельством отсутствия плагиоклаза в респите или наследованностью распределения Eu/Eu^* от предполагаемых метаизверженных [10] и метатерригенных [39] протолитов лосевской серии. Более вероятен второй вариант, при котором уровень магмогенерации ограничен мощностью верхней и нижней коры около 25 км. Высокая степень плавления корового субстрата подтверждается значительным количеством (22 %) ксеногенных ядер в цирконах из усманских гранитов.

Неоднородность субстрата лосевской серии обусловило и пестроту химического состава гранитоидов, – на западе Лосевского террейна преобладают перглиноземистые разновидности (см. рис. 7), а на востоке – метаглиноземистые. В том же направлении меняется состав лосевской серии: на западе преобладают метатерригенные породы с прослоями как толеитов, так и известково-щелочных вулканитов, на востоке – изверженные породы толеитового ряда с прослоями вулканогенно-осадочных пород. Таким образом, протолитом для гранитоидов усманского массива служил смешанный источник, состоявший из метаосадочных пород и вулканитов преимущественно толеитового состава. Для гранитоидов западных массивов усманского комплекса преобладает осадочная компонента в протолите (S-тип), а для гранитоидов восточных массивов – вулканогенная (I-тип), что подтверждается диагностикой корового источника гранитных магм по соотношениям петрогенных элементов (рис. 15).

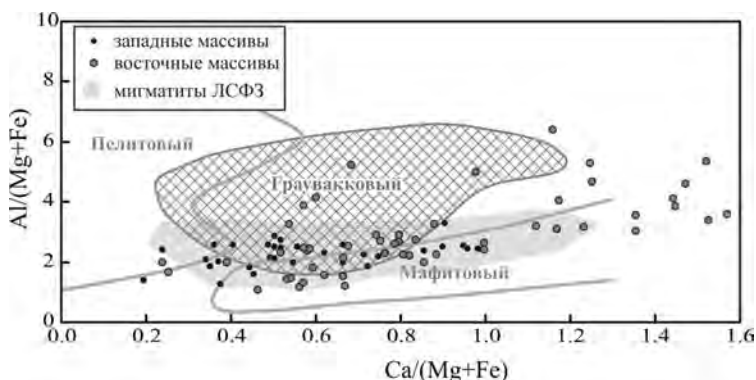


Рис. 15. Молярные отношения петрогенных элементов для гранитов усманского комплекса по сравнению с коровыми магмами из пелитового, грауваккового и мафитового источников по [44].

Литостатическое давление при кристаллизации пород оценивалось по содержаниям Al в роговой об-

манке [40], получены величины для тоналитов усманского комплекса массивов – 1,1–2,6 кбар (см. табл. 4) и мигматитов ЛСФЗ $\geq 2,0$ кбар. Температуры кристаллизации по данным амфибол-плагиоклазового геотермометра [28] варьируют в пределах 600–750 °С в усманских тоналитах и 560–670 °С в мигматитах ЛСФЗ. Полученные оценки литостатического давления соответствуют малым глубинам кристаллизации массивов усманского комплекса примерно на уровне 3–7 км. Малая глубина становления интрузивов, близкая к гипабиссальной, подтверждается и структурными особенностями пород.

Тектоническая позиция

Выявленные закономерности вариации состава гранитоидов усманского комплекса отличаются от направленности дифференциации островодужных вулканических и интрузивных пород, для которых характерно интенсивное фракционирование фемических минералов и основного плагиоклаза с резким возрастанием кремнеземистости остаточных расплавов [33, 34, 41]. Котектический состав пород, высокая концентрация в них крупноионных литофильных элементов, низкие K/Rb, Zr/Hf и повышенные Th/U отношения, а также дифференцированный характер распределения РЗЭ противоречат субдукционной природе усманских гранитоидов и свидетельствуют о генерации их магмы в результате плавления пород континентальной коры. Полученные значения возраста совпадают со временем кульминации постколлизийного гранитоидного магматизма А и S типов в границах на востоке с ЛСФЗ Воронцовском террейне [42, 43]. Особенности состава, свидетельствующие о генерации магмы в результате плавления пород континентальной коры, контрастные структурно-текстурные и хронологические отличия от синтетектонических мигматитов ЛСФЗ служат основанием отнести формирование усманских тоналит–трондьемит–гранодиоритовых интрузий к поздне- или постколлизийным событиям.

Выводы

1. Массивы усманского комплекса сложены биотитовыми трондьемитами и гранодиоритами с подчиненной ролью амфибол-биотитовых тоналитов в краевых частях интрузивов. Они относятся к низкокальциевым, высоконатровым низкощелочным гранитам, наиболее близкими аналогами которых могут являться архейские ТТГ (тоналит–трондьемит–гранодиоритовые комплексы).
2. Композитные массивы усманского комплекса легко картируются под осадочным чехлом благодаря их контрастным петрофизическим характеристикам – низкой плотности ($2,66 \text{ г/см}^3$, на картах – глубокие гравитационные минимумы с четкими границами и большими градиентами), низкой магнитности (отрицательное магнитное поле) и высокой скорости ультразвука.

3. Изотопный U–Pb и Pb–Pb возраст цирконов из трондьемитов петротипического Костенковского массива составляет 2047–2074 млн лет, что согласуется с возрастом цирконов из постколлизийных [9] мондогранитов девичьего типа 2076–2085 млн лет из той же структурно-формационной зоны.

4. Структурно-текстурные и минералогическо-петрографические особенности гранитов усманского комплекса позволяют относить их к самостоятельной тоналит–трондьемит–гранодиоритовой формации, которая не имеет пространственно-временной связи с мигматитами ЛСФЗ, как считалось предшественниками [например, 1, 2, 5].

5. Граниты усманского комплекса разнородны и по химизму соответствуют как к S-типу (преимущественно, западные массивы), так и I-типу (преимущественно, восточные массивы). Источником для них служили ювенильные палеопротерозойские метасадочные и метавулканогенные породы лосевской серии, соответственно. Кристаллизация гранитов протекала в относительно малоглубинных условиях (1,1–2,6 кбар) при температурах 600–750 °C.

6. Спектры распределения РЗЭ рассматриваемых гранитоидов характеризуются полным соответствием спектру распределения РЗЭ внутриконтинентальных трондьемитов, а посттектоническая позиция позволяет соотносить формирование усманских тоналитов–трондьемитов–гранодиоритов с поздне- или постколлизийными событиями на Восточно-Сарматском орогене.

ЛИТЕРАТУРА

1. Египко, О. И. Минеральный состав Воронежских гранитоидов в связи с проблемой их возрастного и генетического расчленения: материалы юбилейной научной конференции, посвященной 50-летию Советской власти. – Воронеж, 1967.
2. Зайцев, Ю. С. Геологическое строение Воронежского кристаллического массива / Ю. С. Зайцев // Базит-гипербазитовый магматизм и минерагения юга Восточно-Европейской платформы. – М.: Недра, 1973. – С. 7–14.
3. Горбунов, С. И. Основные черты стратиграфии и магматизма Воронежского кристаллического массива / С. И. Горбунов, Ю. С. Зайцев, Н. М. Чернышов // Советская геология. – 1969. – № 10. – С. 8–25.
4. Египко, О. И. Гранитоиды Воронежского кристаллического массива / О. И. Египко, Н. И. Голибкин, В. И. Полищук, М. Д. Бердников // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. – Том II. – М.: Недра, 1976. – С. 47–54.
5. Египко, О. И. Некоторые минералогическо-петрографические и геохимические особенности докембрийских гранитоидов юго-восточной части Воронежского кристаллического массива: дисс. ... канд. геол.-минерал. наук / О. И. Египко. – Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та. – 1971. – 367 с.
6. Бочаров, В. Л. Эндогенные режимы раннего докембрия Воронежского кристаллического массива / В. Л. Бочаров, Н. М. Чернышов // Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. – Л.: Наука. – 1985. – С. 192–205.
7. Чернышов, Н. М. Магматические формации и рудоносность раннего докембрия Воронежского кристаллического массива / Н. М. Чернышов, В. Л. Бочаров, С. П. Молотков [и др.] // Петрология и металлогения магматических и метаморфических комплексов КМА и смежных районов. – Воронеж: Изд-во ВГУ. – 1983. – С. 3–49.
8. Савко, К. А. Вещественный состав и возраст мезократовых пород Ольховского интрузива Воронежского кристаллического массива / К. А. Савко, Р. А. Терентьев, А. Н. Ларионов // Известия ВУЗов. Геология и разведка. – 2014. – № 5. – С. 71–75.
9. Терентьев, Р. А. Проявление син- и постколлизийных гранитов Лосевской шовной зоны (Воронежский кристаллический массив) / Р. А. Терентьев // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2013. – № 2. – С. 70–85.
10. Терентьев, Р. А. Раннепротерозойские толщи и магматические комплексы Лосевской шовной зоны Воронежского кристаллического массива: геологическая позиция, вещественный состав, геохимия, палеогеодинамика / Р. А. Терентьев // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2014. – Т. 22. – № 2. – С. 7–31.
11. Терентьев, Р. А. Габбродиорит–тоналит–трондьемитовая и мондодиорит–кварцдиоритовая ассоциации макарьевских интрузивов (Воронежский кристаллический массив) / Р. А. Терентьев // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2014. – № 1. – С. 62–72.
12. Терентьев, Р. А. Геохимия и условия кристаллизации пород габбродиорит–анортозитового и мондогранитного интрузивов Лосевской структурно-формационной зоны (Воронежский кристаллический массив) / Р. А. Терентьев, К. А. Савко, Н. С. Базиков // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2014. – № 4. – С. 71–75.
13. Найденов, И. В. Новые данные по радиологическому возрасту гранитоидов Центральной части Курской магнитной аномалии / И. В. Найденов, Ю. А. Деревянкин, Л. Ф. Деревянкина, А. А. Архипова // Доклады РАН. – 1996. – Т. 351. – № 6. – С. 802–805.
14. Бибикина, Е. В. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракратальных пород и гранитоидов / Е. В. Бибикина, С. В. Богданова, А. В. Постников, Л. П. Попова Т. И. Кирилова, М. М. Фугзан, В. В. Глушенко // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2009. – Т. 17. – № 6. – С. 3–16.
15. Скрябин, В. Ю. Трондьемит–гранодиоритовый интрузивный магматизм Лосевской структурно-формационной зоны Воронежского кристаллического массива / В. Ю. Скрябин, Р. А. Терентьев // Доклады РАН. – 2014. – Т. 458. – № 5. – С. 578–581.
16. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье, исправленное и дополненное. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. – 2009. – 200 с.
17. Williams, I. S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe / I. S. Williams // McKibben M. A., Shanks III W. C. and Ridley W. I. (eds.) Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Reviews in Economic Geology. – 1998. – V. 7. – P. 1–35.
18. Larionov, A. N. The Vendian alkaline igneous suite Northern Timan: zircon ages of gabbros and syenites / A. N. Larionov, V. A. Andreichev, D. G. Gee // Gee D. G., Pease V. (eds.) The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geological Society, London, Memoirs – 2004. – V. 30. – P. 69–74.
19. Ludwig, K. R. Isoplot/Ex ver.3.6 / K. R. Ludwig // Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ. – 2008. – No 4. – 77 p.
20. Щипанский, А. А. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое / А. А. Щипанский, А. В. Самсонов, А. Ю. Петрова, Ю. О. Ларионова // Геотектоника, 2007. – № 1. – С. 43–70.

21. Bogdanova, S. V. East European Craton. In: Selley, R., Cocks, R., Plimer, I. (eds.), *Encyclopedia of Geology*, Elsevier / S. V. Bogdanova, R. Gorbatshev, R. G. Garetsky – Amsterdam, 2005. – V. 2. – P. 34–49.
22. Зайцев, Ю. С. Михайловская серия Белгородского железорудного района и некоторые вопросы стратиграфии докембрия Воронежской антеклизы / Ю. С. Зайцев // Труды Третьего совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы. 7–11 апреля 1964 г. – Воронеж, 1966. – С. 21–28.
23. Терентьев, Р. А. Метавулканы лосевской серии и их формационная принадлежность (Воронежский кристаллический массив) / Р. А. Терентьев // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2002. – № 1. – С. 150–160.
24. Терентьев, Р. А. Геохронология и геохимия кислых метавулканитов лосевской серии Воронежского кристаллического массива / Р. А. Терентьев, К. А. Савко, А. В. Самсонов, А. Н. Ларионов // Доклады РАН. – 2014. – Т. 454. – № 5. – С. 575–578.
25. Терентьев, Р. А. Состав и зональность амфиболов в метабахитах как отражение эволюции метаморфизма (на примере лосевской серии ВКМ) / Р. А. Терентьев // Геология и геоэкология Европейской России и сопредельных территорий: материалы XV молодёж. науч. конф., посвящ. памяти К. О. Кратца. – СПб., 2004. – С. 168–170.
26. Le Maitre, R. W. (ed.) *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*, 2nd ed. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press. *Geol. Mag.* – 2002. – V. 140. – 367 p.
27. Streckeisen, A. To each plutonic rock its proper name / A. Streckeisen // *Earth Sci. Rev.* – 1976. – V. 12. – P. 1–33.
28. Holland, T. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry / T. Holland J., Blundy // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1994. – V. 116. – P. 433–447.
29. Дир, У. А. Породообразующие минералы: [Справочник : В 5 т.]. Пер. с англ. Под ред. и с предисл. В. П. Петрова / У. А. Дир, Р. А. Хауи, Дж. Зусман. – М.: «Мир», 1965.
30. Deer, W. A. An interdiction to rock-forming minerals. 17th // W. A. Deer, A. Howie, J. Sussman – Longman Ltd, 1986. – 528 p.
31. Speer, J. A. Micas in igneous rocks / Bailey S. W. (ed) *Micas* // *Rev. Mineral.* – 1984. – V. 13. – P. 299–356.
32. Sun, S.-S. *Chemical and Isotopic Systematic of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes* / S.-S. Sun, W. F. McDonough // *J. Geol. Soc. London, Special Publications.* – 1989. – V. 42. – P. 313–345.
33. Арт, Дж. Г. Некоторые элементы примеси в трондьемитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий / Дж. Г. Арт // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. – М.: Мир, 1983. – С. 99–105.
34. Whalen, J. B. Geochemistry of an island-arc plutonic suite: the Uasilau-Yau Yau intrusive complex, New Britain PNG / J. B. Whalen // *J. Petrol.* – 1985. – V. 26. – P. 603–632.
35. Martin, H. Archean grey gneisses and the genesis of continental crust / H. Martin // *Condie K.C. (ed.) Archean Crustal Evolution*. Elsevier, Netherlands. – 1995. – P. 205–260.
36. Афанасьев, Н. С. Петроплотность характеристика горных пород и соподчиненных геоструктур докембрия Воронежского кристаллического массива / Н. С. Афанасьев // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 1999. – № 7. – С. 201–208.
37. Афанасьев, Н. С. Петрофизика гранитоидов Воронежского кристаллического массива (ВКМ) / Н. С. Афанасьев // Физика земли. – 1997. – № 11. – С. 58–68.
38. Moyen, J.-F. Forty years of TTG research / J.-F. Moyen, H. Martin // *Lithos* – 2012. – V. 148. – P. 312–336.
39. Терентьев, Р. А. Геохимия и стратиграфия пород метатерригенного разреза стрелицкой толщи лосевской серии Воронежского кристаллического массива. Статья II: геохимия / Р. А. Терентьев // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2013. – № 1. – С. 127–138.
40. Hammarstrom J. M. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer / J. M. Hammarstrom, E. Zen // *Am. Mineral.* – 1986. – V. 71. – P. 1297–1313.
41. Harris, N. B. W. Geochemical characteristics of collision zone magmatism / N. B. W. Harris, J. A. Pearce, A. G. Tindle // Coward M. P., Reis A. C. (eds.) *Collision Tectonics Spec. Publ. Geol. Soc. London.* – 1986. – V. 19. – P. 67–81.
42. Савко, К. А. Палеопротерозойские граниты А- и S-типа востока Воронежского кристаллического массива: геохронология, петрогенезис и тектоническая обстановка формирования / К. А. Савко, А. В. Самсонов, А. Н. Ларионов, Ю. О. Ларионова, Н. С. Базиков // Петрология. – 2014. – Т. 22. – № 3. – С. 235–264.
43. Скрябин, В. Deep structure and evolution of Pre-Cambrian suture structures (from drilling data of Voronezh parametric borehole) [Электронный ресурс] / V. Skryabin, A. Kremenetskiy, R. Terentiev // *International Geological Congress Oslo.* – 2008 (SDD-ROM-01: Scientific drilling).
44. Altherr, R. Interaction between crustal-derived felsic and mantle-derived mafic magmas in the Oberkirch pluton (European Variscides, Schwarzwald, Germany) / R. Altherr, F. Henjes-Kunst, C. Langer, J. Otto // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1999. – V. 137. – P. 304–322.

Воронежский государственный университет

Терентьев Р. А., директор учебно-научно-производственного центра “Поисковая геохимия”, кандидат геолого-минералогических наук
E-mail: terentiev@geol.vsu.ru Тел.: 8 (473) 222-73-63

Савко К. А., доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой полезных ископаемых и недропользования
E-mail: ksavko@geol.vsu.ru; Тел.: 8-915-544-21-64

Скрябин В. Ю., главный геолог учебно-научно-производственного центра “Поисковая геохимия”, кандидат геолого-минералогических наук

Корши Е. Х., старший преподаватель кафедры полезных ископаемых и недропользования
E-mail: korish_k@rambler.ru

Voronezh State University

Terentiev R. A., The Director of the Educational- and -Research-and-Production Center “Search Geochemistry”, Candidate of Geological and Mineralogical Sciences
E-mail: terentiev@geol.vsu.ru; Tel.: 8 (473) 222-73-63

Savko K. A., Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Head of the Mineral Resource Department
E-mail: ksavko@geol.vsu.ru
Tel.: 8-915-544-21-64

V. Yu. Skryabin, The Chief Geologist of the Educational- and -Research-and-Production Center “Search Geochemistry”, Candidate of Geological and Mineralogical Sciences

E. H. Korish, Senior Teacher of the Mineral Resource Department
E-mail: korish_k@rambler.ru