

ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЕ И ВЕНДСКИЕ ГРАНИТОИДЫ В ИСТОЧНИКАХ СНОСА РАННЕКЕМБРИЙСКИХ ГРУБОЗЕРНИСТЫХ ПОРОД БАЯНКОЛЬСКОЙ СВИТЫ СИСТИГХЕМСКОГО ПРОГИБА ТУВЫ

Е.А. Бродникова, Е.В. Ветров, Е.Ф. Летникова, А.В. Иванов, С.Н. Руднев

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Одной из отличительных черт Тувинского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса является повсеместное присутствие в раннепалеозойских осадочно-вулканогенных последовательностях конгломератов мощностью от первых десятков метров до километра. В работе приведены первые результаты геохимических, изотопно-геохимических (Sm-Nd, Rb-Sr) методов и U-Pb геохронологические исследования валунов и галек гранитоидов конгломератовой толщи раннекембрийской баянкольской свиты Систигхемского прогиба. Их изучение позволило установить несколько источников поступления обломочного материала в результате разрушения гранитоидов различного возраста и изотопно-геохимического состава. Так, на эрозионный срез палеосборной площади довендского тектонического блока в раннем кембрии были выведены как минимум два комплекса гранитоидов: 1) ранневендский (~590 млн лет) и 2) позднерифейский (~630 млн лет), связанный с плавлением довендской коры островодужного типа, образованной из деплетированного мантийного источника ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +8.0...+8.6$). В настоящий момент гранитоидов с таким возрастом и изотопно-геохимическими характеристиками в пределах Тувинского сегмента не обнаружено. Вероятно, восстановленные на основе изучения обломочной части конгломератов, комплексы гранитоидов эродированы или погребены под более молодыми отложениями и в настоящий момент не выходят на дневную поверхность. Таким образом, изучение обломочной части конгломератов баянкольской свиты позволило получить первую информацию о докембрийской истории тектонического блока, разрушение пород которого привело к накоплению этой терригенной толщи.

Кембрий, Систигхемский прогиб, баянкольская свита, геохронология (U-Pb метод, циркон), петро-геохимия и изотопная геохимия (Sm-Nd и Rb-Sr методы), гранитоиды, конгломераты, Восточная Тува

EARLY EDIACARAN AND MIDDLE EDIACARAN GRANITOIDS IN THE PROVENANCES OF EARLY CAMBRIAN COARSE-GRAINED ROCKS OF THE BAYAN-KOL FORMATION OF THE SYSTYG-KHEM DEPRESSION (Tuva)

E.A. Brodnikova, E.V. Vetrov, E.F. Letnikova, A.V. Ivanov, S.N. Rudnev

The Tuva segment of the Central Asian Orogenic Belt is characterized by the ubiquitous presence of conglomerates few tens of meters to a kilometer in thickness in early Paleozoic volcanosedimentary sequences. We present the first results of geochemical, isotope-geochemical (Sm-Nd and Rb-Sr), and U-Pb geochronological studies of granitoid boulders and pebbles from the conglomerate sequence of the early Cambrian Bayan-Kol Formation of the Systyg-Khem depression. These studies made it possible to establish several sources of clastic material as a result of the destruction of granitoids of different ages and isotope-geochemical compositions. At least two complexes of granitoids were denuded in the pre-Ediacaran tectonic block in the early Cambrian: (1) middle Ediacaran (~590 Ma) and (2) early Ediacaran (~630 Ma); the latter resulted from the melting of pre-Ediacaran island arc crust formed from a depleted mantle source ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +8.0$ to $+8.6$). At present, no granitoids of this age and with such isotope-geochemical characteristics have been found within the Tuva segment. Probably, the granitoid complexes reconstructed from the results of study of clastic conglomerates are eroded or buried beneath younger deposits and do not expose. Thus, the study of clastic conglomerates from the Bayan-Kol Formation provided the first information about the Precambrian history of the tectonic block whose destruction led to the accumulation of this terrigenous sequence.

Cambrian, Systyg-Khem depression, Bayan-Kol Formation, geochronology (zircon U-Pb dating), petrogeochemistry, isotope geochemistry (Sm-Nd and Rb-Sr methods), granitoids, conglomerates, Eastern Tuva

ВВЕДЕНИЕ

В строении Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) значительное место занимают островодужные террейны позднекембрийского и раннепалеозойского возраста, включающие образования собственно магматических дуг, аккреционных призм, преддуговых и задуговых бассейнов [Зо-

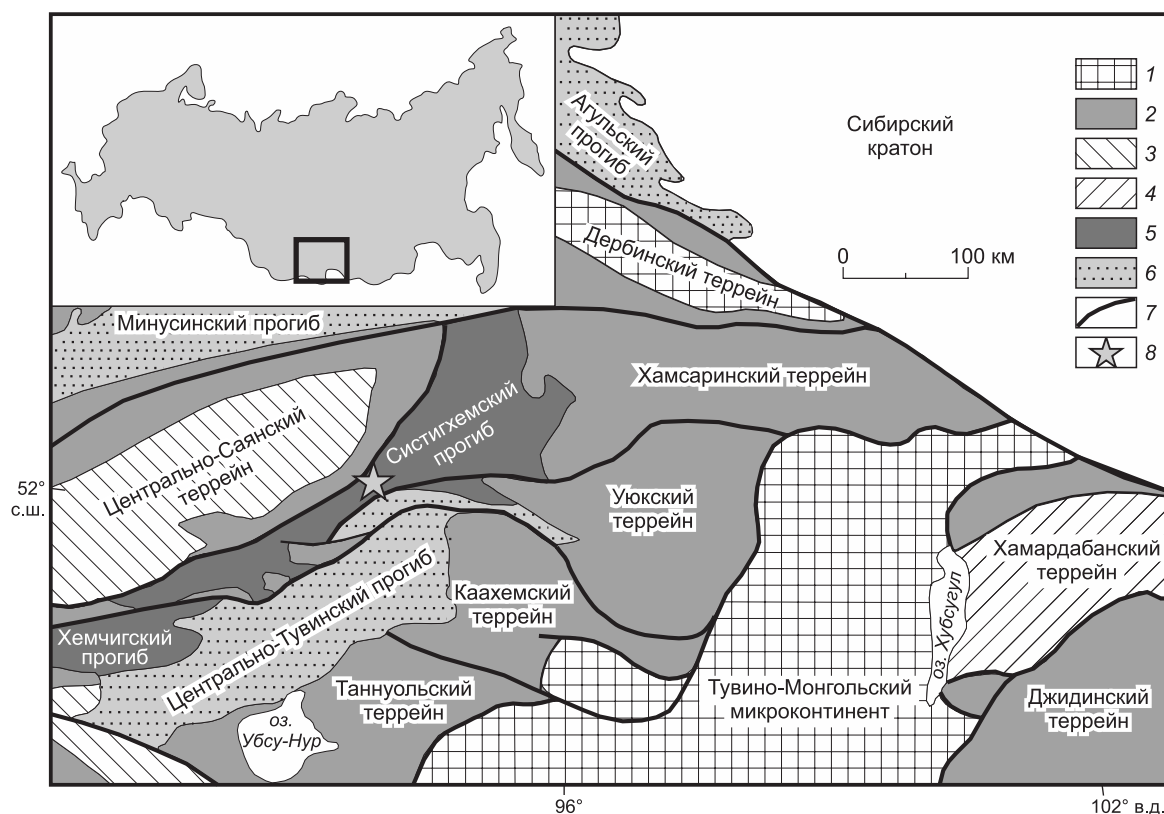


Рис. 1. Структурно-тектоническое положение Сисстигхемского прогиба на схеме террейнов восточной части Алтае-Саянской складчатой области, составленной с использованием материалов [Parfenov et al., 2003; Кузьмичев, 2004].

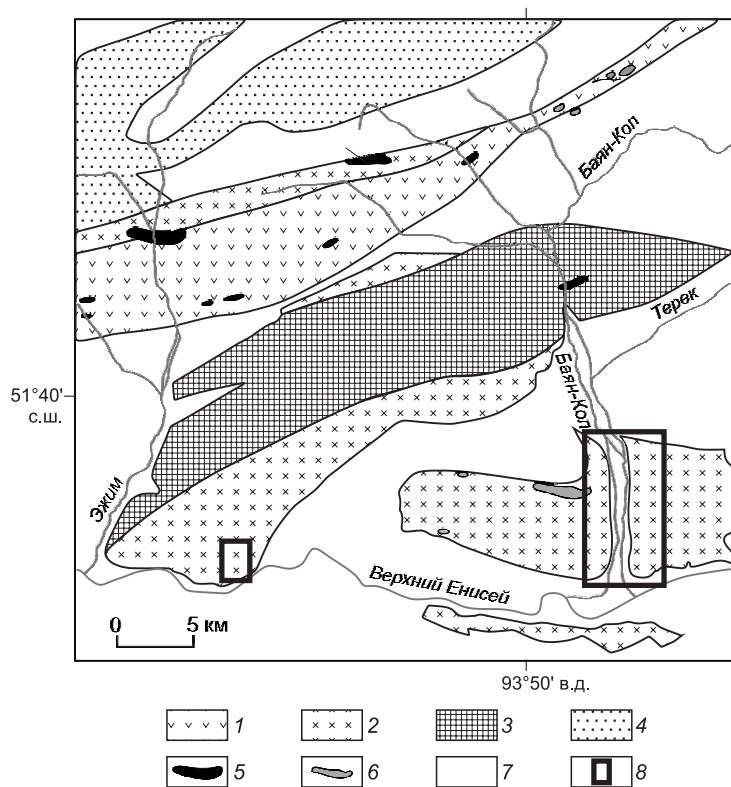
1 — микроконтиненты и составные террейны с позднекембрийским-палеозойским чехлом, 2 — островодужные террейны, 3 — турбидитовые террейны, 4 — метаморфические террейны неясной геодинамической природы, 5 — комплексы раннепалеозойских бассейнов, 6 — комплексы позднепалеозойских бассейнов, 7 — разломные нарушения, 8 — положение объекта исследований. На врезке — местоположение района исследования.

неншайн, 1990; Берзин, Кунгурцев, 1996; Гордиенко, 2004, 2019]. В Тувинском сегменте ЦАСП они слагают протяженную более чем на 600 км Таннуольско-Хамсаринскую систему, имеющую продолжение на юге в Озерной зоне Монголии (рис. 1). Основной объем пород этой системы (Хамсаринский, Уюкский, Каахемский и Таннуольский террейны) сложен вулканическими комплексами, состав которых позволяет идентифицировать ее как палеоостроводужную структуру. Западнее Таннуольско-Хамсаринской островодужной системы располагается палеобассейн кембрийско-раннеордовикского осадконакопления — Сисстигхемский прогиб. В пределах этого прогиба при активной вулканической деятельности синхронно протекали процессы накопления осадочных пород как глубоководных с формированием мощных турбидитовых комплексов, так и мелководных грубообломочных карбонатно-терригенных толщ с продуктами разрушения кембрийских вулканических пород. О глубокой денудации в кембрии островодужных комплексов в этом сегменте ЦАСП свидетельствуют мощные толщи конгломератов с разнообразной галькой гранитоидных и габброидных пород, вулканитов раннего и среднего кембрия [Носков, 1995; Хомичев и др., 2002]. Изучение валунов и крупной гальки (от 10 см в поперечном сечении) конгломератовых толщ Сисстигхемского прогиба позволяет получать информацию о составе и возрасте пород на палеосборных площадях на момент накопления терригенного материала. Новые данные по грубообломочному материалу магматических пород из конгломератов, полученные главным образом с применением прецизионных методов исследований (геохронологические, геохимические, изотопно-геохимические), позволяют уточнить палеогеодинамические реконструкции и восстановить геологическую историю формирования эродированных или не выведенных на дневную поверхность на настоящий момент магматических комплексов.

Целью настоящей работы является изучение валунных конгломератов раннекембрийской баянкольской свиты из основания осадочной последовательности юго-западной части Сисстигхемского про-

Рис. 2. Геологическая схема центральной части Систигхемского прогиба, составленная по [Государственная..., 1963]. Свиты нижнего кембрия на территории Систигхемского прогиба.

1 — раннекембрийская эжимская свита (сланцы, порфириды, туфы, известняки, кварциты); 2 — раннекембрийская баянкольская свита (туф, конгломераты, алевролиты, известняки, порфириды); 3 — раннекембрийская терекская свита (базальтовые порфириды, туфы, лавобрекчии, сланцы, известняки); 4 — раннекембрийская аласугская свита (песчаники, алевролиты, глинистые сланцы); 5 — среднекембрийские серпентинизированные перидотиты, пироксениты, габбро; 6 — среднедевонские габбро, «габбро-диабазы», диориты; 7 — четвертичные отложения; 8 — район исследований.



гиба (по р. Енисей и его правому притоку — р. Баян-Кол) (рис. 2). На основе детальных исследований состава гранитоидных валунов и гальки конгломератов баянкольской свиты, данных U-Pb геохронологических исследований цирконов в них, а также изотопно-геохимических (Rb-Sr, Sm-Nd) характеристик этих пород установлены источники поступления обломков гранитоидов в кембрийский осадочный бассейн Систигхемского прогиба и проведена их корреляция с интрузивными комплексами, наблюдаемыми среди островодужных террейнов, расположенных как в непосредственной близости (Каахемский ареал), так и в сопредельных регионах.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

Строение баянкольской свиты в юго-западной части Систигхемского прогиба. В пределах юго-западной части Систигхемского прогиба (Центральная Тува) наиболее древними являются кембрийские осадочно-вулканогенные породы эжимской, баянкольской, терекской и аласугской свит (см. рис. 2). Представлены они осадочно-эффузивными и туфокластическими породами фациально-изменяемыми по составу. Осадочно-вулканогенные отложения нижнего кембрия разделены на три свиты (снизу): эжимскую, баянкольскую и терекскую [Государственная..., 1963]. Раннекембрийские отложения баянкольской свиты представляются наиболее древними образованиями юго-западной части Систигхемского прогиба. Ранее к более древним отложениям прогиба условно относили согласно залегающую с баянкольской эжимскую свиту с оговоркой И.Т. Журавлевой, что для эжимской свиты нет характерных палеонтологических форм, прямо указывающих на ее более древний возраст по сравнению с баянкольской, виды, встречаемые в эжимской свите, известны и в баянкольской свите [Государственная..., 1963]. И.В. Коровников по находкам трилобитов определил более древний возраст баянкольской свиты по отношению к эжимской свите [Коровников, 2000].

Баянкольская свита (мощность 2500—3000 м) представлена пироксен-плагиоклазовыми и плагиоклазовыми порфиридами, их лавобрекчиями и туфами, конгломератами, туфоконгломератами, песчаниками, алевролитами и археоциатовыми известняками [Государственная..., 1963; Осадчая и др., 1979]. Слоистые туфы распространены в верхней и нижней частях разреза, они представляют собой темно-зеленые и зеленовато-серые породы основного—среднего состава. Валунные конгломераты и известняки тяготеют к его середине, причем конгломераты подстилают и перекрывают известняки, что указывает на мелководные условия седиментации. Линзы известняков, залегающие в различных частях свиты, содержат комплекс археоциат, признанный самым древним в Туве [Осадчая и др., 1979]: *Archaeolynthus sibiricus* (Toll.), *Tumuliolynthus tubexternus* (Vol.), *Aldanocyathus khemtschikensis* (Vol.), *A. amplus* (Vol.), *A. monokensis* (Vol.), *A. simplex* (Vol.), *Robustocyathus flexus* (Vol.), *R. directus* (Vol.), *Orbicyathus mongolicus* (Vol.), *Sibirecyathus* sp., *Loculicyathus artus* (Vol.), *Nochorocyathus* cf. *Mariinskii* Zhur., *Coscinoocyathus simplex* (Vol.), *Alataucyathus jaraschevitschi* Zhur., *Bicyathus* sp., *Dictyocyathus javorskii* (Vol.), *Protopharetra*

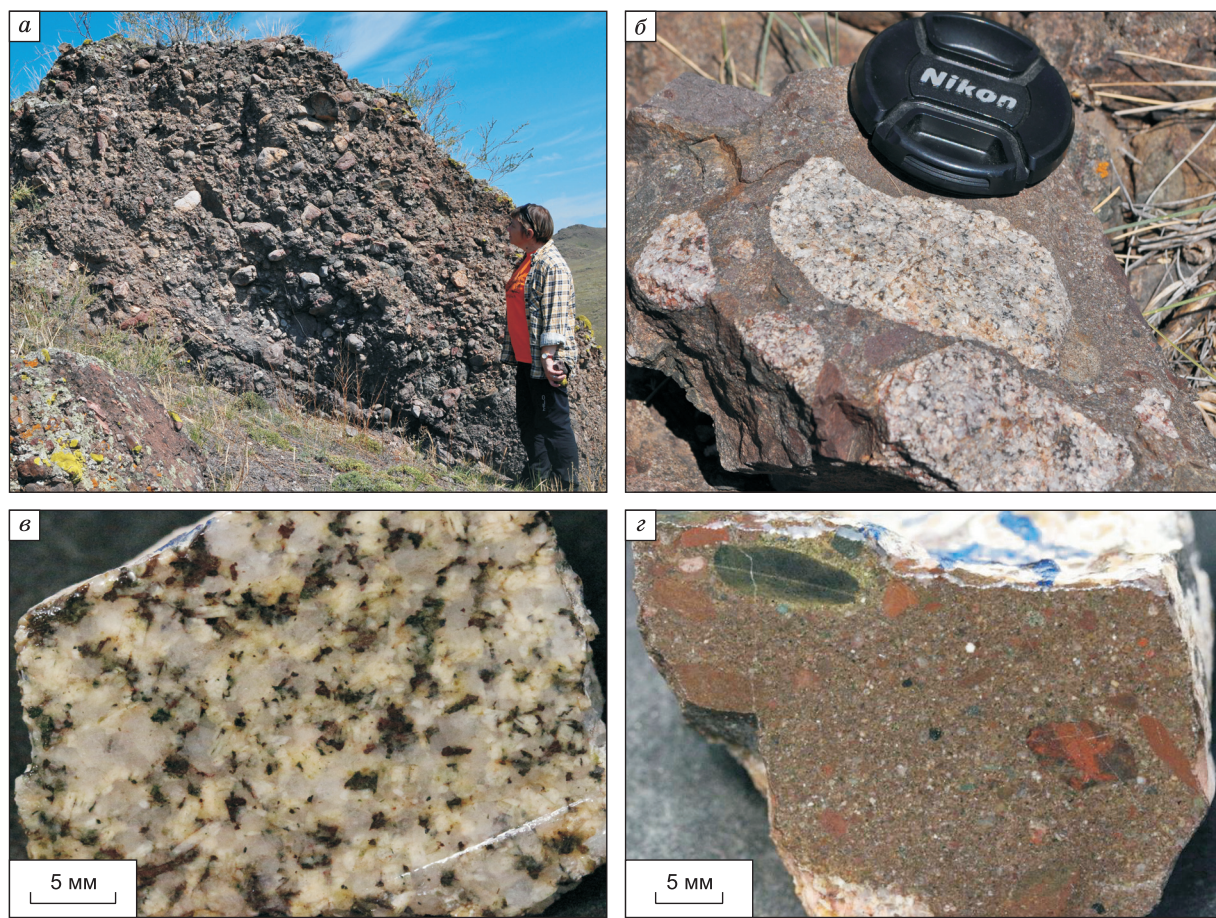


Рис. 3. Фотографии конгломератного горизонта баянкольской свиты (а), гранитной гальки из обломочной части конгломератов (б), образцов лейкоплагиогранита из обломков матрикса конгломератов (в, г).

laqueata (Vol.), *Irinaecyathus grandiperforatus* (Vol.), *Clathricascinus vassilievi* (Vol.) и др. Кроме археоциат в известняках встречаются многочисленные остатки водорослей: *Epiphyton*, *Proaulopora*, *Batinevia*, *Subtifloria*, *Rasumovskaja*, *Girvanella*, а также известны единичные находки «оленилидных» трилобитов *Archaeaspis* sp. [Коровников, 2000].

Валунные конгломераты баянкольской свиты слагают толщу мощностью до 300—350 м. Обломочный материал имеет как округлые, так и угловатые формы и составляет более 70—80 % от общего объема породы (рис. 3, а). В строении горизонта валунных конгломератов слабо проявлена сортировка обломков по размеру, который варьирует от 10 до 50 см в поперечном сечении (см. рис. 3, б). Преобладают размерности в интервале от 15 до 30 см. Гальки и валуны представлены сероцветными и розоватыми гранитоидами, вулканитами основного и среднего состава, туфами, кремнистыми породами, алевролитами, песчаниками, известняками. Гальки и валуны гранитоидов (см. рис. 3, в) составляют основной объем грубообломочного материала в строении конгломератовой толщи (60—70 %), вулканиты основного и среднего состава менее распространены (25—30 %), все остальные разновидности находятся в подчиненном количестве. В обломках известняков конгломератовой толщи известны микрофитоциты *Osagia tenuillamellata*, *O. columnata varovsianika* и *Osagia* sp., известковые водоросли *Epiphyton scapulum*, микростроматолиты, а также археоциаты *Nochoroicya thusmariinskii*. Матрикс (см. рис. 3, г) изученных конгломератов имеет лиловато-зеленый цвет и характеризуется песчано-алевритовой размерностью, по составу близок к вулканитам из обломочной части конгломератного горизонта баянкольской свиты [Бродникова и др., 2018].

Нами проведено U-Pb датирование (LA-ICP-MS, «Центр коллективного пользования научным оборудованием многоэлементных и изотопных исследований СО РАН» ИГМ СО РАН) 20 зерен цирконов из туфов верхней части баянкольской свиты. Для всех зерен, имеющих магматическую осциллятор-

Рис. 4. Гистограмма с результатами U-Pb датирования цирконов из пробы туфов баянкольской свиты.

ную зональность, получены конкордантные значения возраста по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (дискордантность менее 4 %). Наиболее молодая популяция цирконов указывает на их образование 530 млн лет назад (рис. 4), что полностью согласуется с палеонтологическими данными. Несколько зерен имеют возраст 560 млн лет. Цирконы основной популяции (более 75 % от всей выборки) с возрастом от 574 до 597 млн лет с пиком на 580 млн лет являются ксеногенными и указывают на то, что подстилающие баянкольскую свиту породы имеют, в том числе, такой возраст. Таким образом, время образования баянкольской свиты определено нами как 530 млн лет, а подстилающие ее породы охарактеризованы цирконами с возрастом 560—590 млн лет.

Выше по разрезу залегает эжимская свита, которая представлена чередованием различных по составу зеленых сланцев, переслаивающихся с покровами базальтов и пироксеновых порфиров, а также туфов и туфоконгломератов. Мощность толщи 2500 м. В эжимской свите обнаружены археоциаты и водоросли: *Ajacyathus khentachikensis* Vol., *A. ijizki* Toll., *Ajacyathus* sp. I., *Ajacyathus* sp. II, *Epiphyton Chapm.* [Государственная..., 1963].

Выше по разрезу развиты отложения терекской свиты. В нижней части она представлена чередованием базальтовых и авгитовых порфиров с подчиненными им пачками туфов и туфоконгломератов, выше которых залегают переслаивающиеся туфы, туффиты, сланцы, аргиллиты и археоциатовые известняки с подчиненными покровами базальтовых и авгитовых порфиров. В линзах известняков найдены археоциаты, водоросли и брахиоподы: археоциаты — *Coscinyathus vassilievi* Vol., *C. conicus* Vol., *C. mollis* Vol., *C. cf. Dianthus* Born., *Archaeofungia neodissepimentalis* Vol., *Ajacyathus amplus* var. *tuvaensis* Vol., *N. cf. Chassactuensis* Vol., *A. arteinter vallum* Vol., *A. khentschikensis* Vol., *A. aff. salebrosus* Vol., *A. cf. ijizki* Toll., *Archacolythus bimurus* Vol., *A. tubextenus* Vol., *A. tubextenus* Vol., *A. crassimurus* Vol., *Ethmophyllum pseudotichum* Vol., *E. regularum* Vol., *Coelocyathus* cf. *kidrjasswensis* Vol., *Protopharetra laqueoata* Vol., водоросли — *Epiphyton fasciculatum*, *Jakovlevia* sp.; брахиоподы — *Kutorgina* cf. *lenaica* [Государственная..., 1963].

Верхнекембрийские отложения представлены в палеонтологическом отношении «немым» флиш-шпидным комплексом, получившим название «аласугская свита». Свита сложена ритмически слоистыми, исключительно терригенными отложениями типа флиша. Наблюдается постепенный переход от глинистых сланцев и аргиллитов до алевролитов и полимиктовых песчаников, перемежающихся в них разрезы с конгломератами.

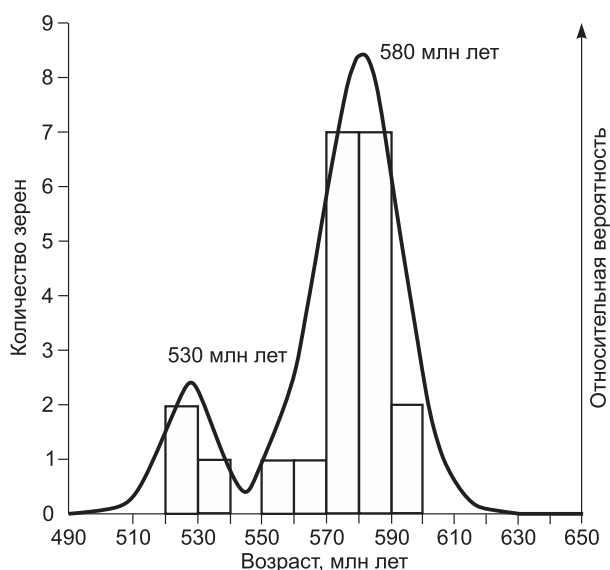
Возраст свит определен на основе находок археоциат [Государственная..., 1963]. При этом за последние полвека изучение отложений этих свит не проводилось, поэтому стратиграфическое расчленение и их соотношение во многом не обоснованы.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Фактическим материалом в данном исследовании послужили валуны и гальки гранитоидов конгломератов баянкольской свиты. В работе использованы результаты 32 анализов на основные петрогенные оксиды, 12 анализов РЗЭ, пять результатов определения Sm-Nd изотопного состава и данные U-Pb изотопного датирования цирконов из двух проб.

Содержания основных петрогенных оксидов в этих породах измерены в Центре коллективного пользования научным оборудованием многоэлементных и изотопных исследований СО РАН методом РФА на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL-9900 XL (ThermoARL, Швейцария), редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS — на приборе Finnigan Element-II (Thermo Fisher Scientific, Германия).

U-Pb датирование цирконов выполнено методом лазерной абляции на масс-спектрометре высокого разрешения с ионизацией в индуктивно связанной плазме Nu Instruments ICP-MS, соединенном с системой Resonetics RESolution M-50-HR Excimer Laser Ablation System в Университете Гонконга, от-



дел наук о Земле (выполнено А.И. Прошенкиным). Детали методики описаны в [Xia et al., 2011]. Для датирования были выделены цирконы из проб гранитных валунов (пробы К32/13 и К33/13). Комплексное изучение морфологии и внутренних особенностей строения кристаллов цирконов выполнено в проходящем и отраженном свете, а также по катодолюминесцентным изображениям. Катодолюминесцентные изображения получены с помощью растрового сканирующего электронного микроскопа LEO 1450 (ЦКП СО РАН, Новосибирск). При датировании использован внешний стандарт — циркон 91500 с возрастом 1062.4 ± 0.4 млн лет [Wiedenbeck et al., 1995]. Погрешности единичных анализов (отношения и возраст) приведены на уровне $\pm 1\sigma$. Графики с конкордией построены в программе ISOPLOT [Ludwig, 2003].

Изотопно-геохимические исследования выполнены для пяти проб гранитоидов из валунов и гальки конгломератов баянкольской свиты. Определение изотопного состава Sm и Nd выполнено в ГЕОХИ РАН. Пробоподготовка осуществлялась по следующей схеме. Навеска 100 мг истертого образца разлагалась в смеси кислот $\text{HNO}_3\text{—HF—HClO}_4$ (ОСЧ, ГОСТ 14261-77, очищенные методом sub-boiling). Выделение РЗЭ проводилось на смоле TRU Spec (EI ChroM Industries, II, США). Последующее разделение Sm и Nd проводилось по модифицированной методике. Измерения изотопных отношений Nd и Sm осуществлялись на приборе Finnigan MAT-262 (Thermo Electron Corporation, США). Измеренные изотопные отношения нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Коррекция на фракционирование проводилась по закону Рэлея. Для контроля качества работы прибора измерялся стандарт неодима JNd-1, в период измерений значение изотопного стандарта составляло $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512102 \pm 9$. При расчете ε_{Nd} и модельного возраста $T(\text{DM})$ использованы современные значения для CHUR (однородный хондритовый резервуар) — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$, по [Jacobsen, Wasserburg, 1984], и DM (деPLETED мантия) — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$, по [Goldstein, Jacobsen, 1988].

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВАЛУНОВ И ГАЛЬКИ ГРАНИТОИДОВ

Гранитоиды составляют около 70 % обломочной части конгломератов. Они сложены кварцем (25—40 %), плагиоклазом (40—60 %), КПШ (до 5 %), встречаются биотит (менее 5 %), в том числе замещенный хлоритом, мусковит и роговая обманка, которая часто замещена хлоритом и эпидотом. Структура среднезернистая, гипидиоморфно-зернистая, с элементами микропегматитовой; признаки наложенных деформаций (направленная ориентировка зерен, будинирование, катаклаз) отсутствуют. Отмечены единичные обломки гранитоидов, в которых значительно меньшее содержание кварца (15—20 %).

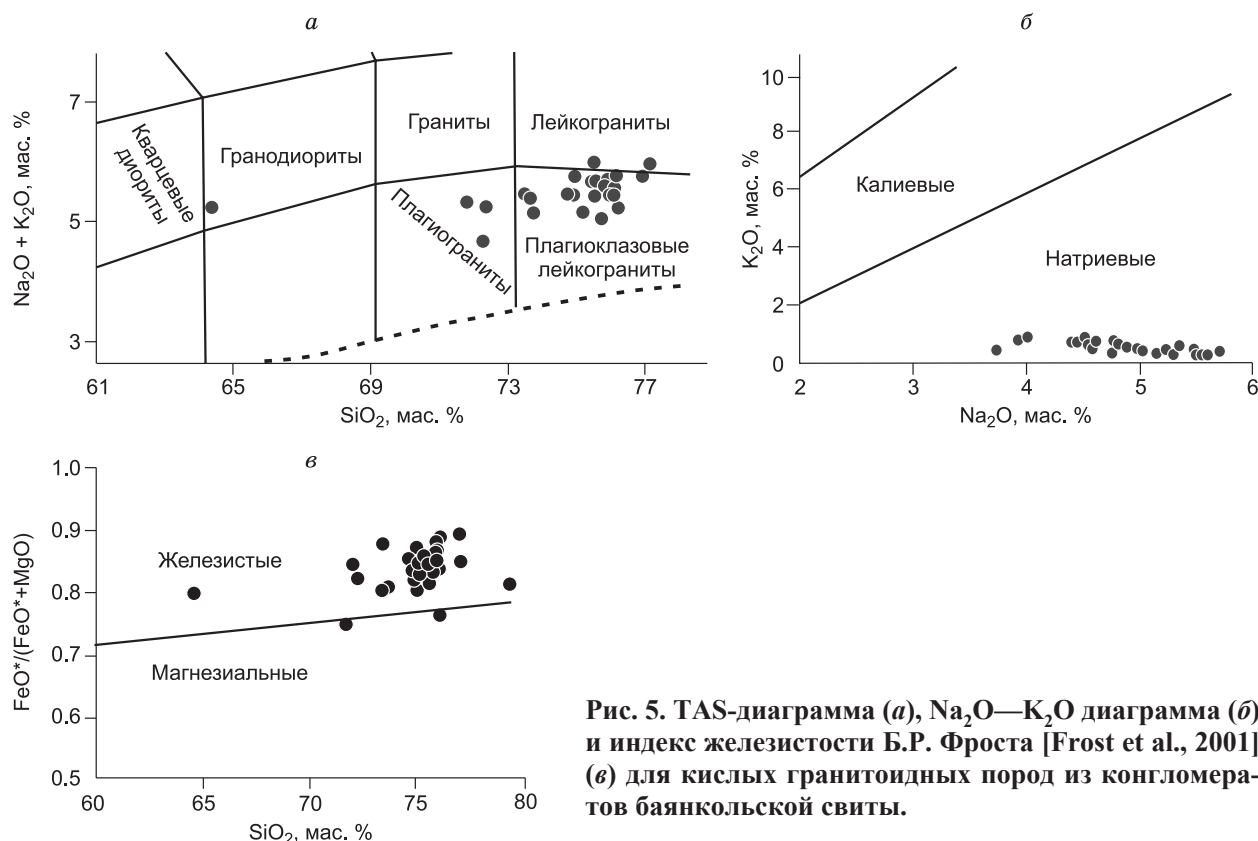


Рис. 5. TAS-диаграмма (а), Na_2O — K_2O диаграмма (б) и индекс железистости Б.Р. Фроста [Frost et al., 2001] (в) для кислых гранитоидных пород из конгломератов баянкольской свиты.

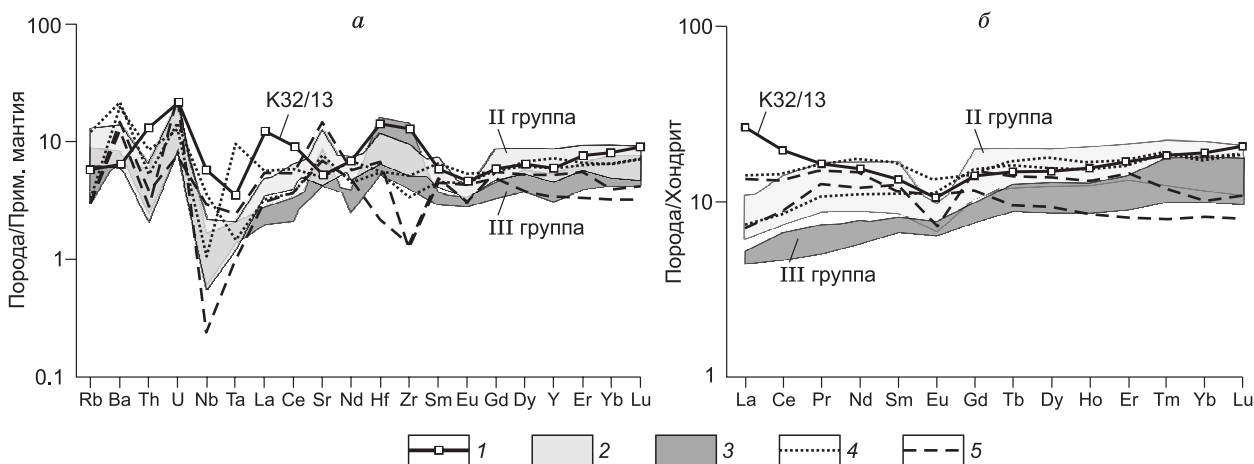


Рис. 6. Мультиэлементные спайдер-диаграммы (а) и спайдер-диаграммы редкоземельных элементов (б) гранитоидов из крупных обломков конгломератов баянкольской свиты в сравнении с наиболее древними (ранневендскими) обнаженными гранитоидными комплексами.

1 — гранитоиды I группы, 2 — гранитоиды II группы, 3 — гранитоиды III группы; комплексы: 4 — буреинский, 5 — коптинский, 572 ± 3 и 562 ± 4 млн лет, по [Руднев и др., 2015, 2020], соответственно, Восточной Тувы. Нормирование проводилось по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] и хондриту [Boynton, 1984].

На основе петрохимических данных изученные гранитоиды из обломочной части конгломератов можно разделить на несколько групп. Основная группа представлена плагиоклазовыми лейкогранитами (лейкоплагиогранитами), реже плагиогранитами и в единичном случае гранодиоритами (тоналитами) (рис. 5, а).

Химические составы валунов и гальки гранитоидов из конгломератов баянкольской свиты приведены в табл. 1. Содержание кремнезема в гранитоидах варьирует от 64 до 76 мас. %: 73—76 — лейкоплагиограниты, 71—72 — плагиограниты, 64 — тоналиты (см. рис. 5, а). Гранитоиды характеризуются нормальной общей щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4.6\text{—}6.0$ мас. %), преобладанием натрия ($\text{Na}_2\text{O} = 3.7\text{—}5.7$ мас. %) над калием ($\text{K}_2\text{O} = 0.2\text{—}0.9$ мас. %) (см. рис. 5, б) при низких содержаниях кальция (0.5—3.3 мас. %). Породы относятся к железистому типу — железистость колеблется в пределах 0.74—0.86 (см. рис. 5, в). Мультиэлементные спектры для всех разновидностей гранитоидов из галек и валунов имеют схожие очертания и характеризуются обогащением по Sr и Zr, минимумами по Th, Ti, Ta и Nb (рис. 6, а). Исключение составляет одна проба лейкоплагиогранита, для которой характерно обогащение Nb, Ta, La, Ce и Th.

Суммарные содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) в гранитоидах из конгломератов баянкольской свиты варьируют от 28 до 56 г/т, при этом выделяются три типа их распределения (см. рис. 6, б). Для всех трех типов свойственно обогащение тяжелыми редкоземельными элементами относительно легких. Первый тип выделяется наименьшей степенью обогащения HREE над LREE ($(\text{LREE}/\text{HREE})_N = 0.69$), при этом $(\text{La}/\text{Yb})_N$ отношение составляет 1.4, $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.8$, а $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 0.73$. Второй тип распределения РЗЭ имеет слабый европиевый минимум $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.85\text{—}0.90$, наименьшее значение $(\text{LREE}/\text{HREE})_N = 0.30\text{—}0.37$, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ от 0.29 до 0.44, $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 0.55\text{—}0.77$. Спектры распределения РЗЭ третьего типа имеют положительный наклон и европиевый минимум $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.85\text{—}0.90$, $(\text{LREE}/\text{HREE})_N = 0.34\text{—}0.49$, $(\text{La}/\text{Yb})_N = 0.34\text{—}0.67$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 0.58\text{—}1.11$. По содержанию Al_2O_3 , Yb и Eu гранитоиды всех трех типов относятся к низкоглиноземистым разновидностям (рис. 7, а), формирование которых связано с частичным плавлением метабазитов при $P \sim 3\text{—}7$ кбар (см. рис. 7, б) в равновесии с плагиоклаз-двупироксеновым реститом [Арт, 1983; Туркина, 2000]. На дискриминационных диаграммах (рис. 8) фигуративные точки всех типов гранитоидов лежат в поле островодужных гранитов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Проведено U-Pb изотопное датирование акцессорных цирконов из валунов лейкоплагиогранитов (пробы K32/13 и K33/13) конгломератового горизонта баянкольской свиты. Результаты аналитических измерений приведены в табл. 2.

Таблица 1.

Содержания петрохимических элементов, РЗЭ и микроэлементов в гранитоидах

Компонент	K127/15	K155/15	K103/15	K130/15	K133/15	K134/15	K148/15	K106/15	K128/15	K92/15
SiO ₂ , мас. %	64.36	71.74	71.92	72.27	73.41	73.55	73.73	74.72	74.90	74.95
TiO ₂	0.62	0.38	0.35	0.31	0.18	0.32	0.29	0.21	0.25	0.19
Al ₂ O ₃	13.50	12.96	13.07	11.73	10.88	12.12	11.97	11.10	12.06	11.26
Fe ₂ O ₃ общ	8.95	2.11	4.38	3.63	4.01	4.00	4.67	4.40	3.47	2.60
MnO	0.14	0.05	0.07	0.05	0.07	0.07	0.07	0.06	0.04	0.04
MgO	2.21	0.71	0.80	0.79	0.56	0.96	1.11	0.76	0.67	0.57
CaO	1.61	3.35	2.26	3.20	2.58	1.56	0.95	1.04	1.85	1.81
Na ₂ O	4.56	4.52	4.02	3.93	5.17	4.83	4.41	5.15	4.82	5.56
K ₂ O	0.69	0.83	0.89	0.76	0.27	0.54	0.70	0.29	0.63	0.23
P ₂ O ₅	0.26	0.10	0.07	0.07	0.03	0.07	0.06	0.04	0.04	0.04
П.п.п.	2.73	2.88	1.83	2.81	2.61	1.44	1.43	1.51	1.08	1.84
Сумма	99.70	99.75	99.74	99.65	99.85	99.51	99.44	99.34	99.87	99.20
Rb, г/т	6.35	—	—	—	2.47	—	—	—	—	1.99
Sr	268.10	—	—	—	93.12	—	—	—	—	88.90
Y	23.30	—	—	—	24.26	—	—	—	—	22.59
Zr	58.18	—	—	—	135.16	—	—	—	—	162.32
Nb	0.39	—	—	—	1.18	—	—	—	—	1.08
Ba	46.50	—	—	—	48.64	—	—	—	—	54.90
La	2.39	—	—	—	1.91	—	—	—	—	1.40
Ce	7.11	—	—	—	5.96	—	—	—	—	4.36
Pr	1.24	—	—	—	1.08	—	—	—	—	0.88
Nd	6.45	—	—	—	5.27	—	—	—	—	4.72
Sm	2.24	—	—	—	1.67	—	—	—	—	1.46
Eu	0.51	—	—	—	0.51	—	—	—	—	0.57
Gd	3.33	—	—	—	2.68	—	—	—	—	2.64
Tb	0.67	—	—	—	0.60	—	—	—	—	0.54
Dy	4.21	—	—	—	4.26	—	—	—	—	3.97
Ho	0.93	—	—	—	0.95	—	—	—	—	0.87
Er	2.75	—	—	—	3.22	—	—	—	—	2.69
Tm	0.40	—	—	—	0.57	—	—	—	—	0.47
Yb	2.43	—	—	—	3.75	—	—	—	—	3.08
Lu	0.35	—	—	—	0.57	—	—	—	—	0.45
Hf	2.02	—	—	—	4.18	—	—	—	—	5.04
Ta	0.05	—	—	—	0.08	—	—	—	—	0.09
Th	0.18	—	—	—	0.48	—	—	—	—	0.48
U	0.18	—	—	—	0.36	—	—	—	—	0.39
ΣРЗЭ	35.00	—	—	—	32.99	—	—	—	—	28.10
(La/Yb) _N	0.66	—	—	—	0.34	—	—	—	—	0.31
(La/Sm) _N	0.67	—	—	—	0.72	—	—	—	—	0.60
(Gd/Yb) _N	1.11	—	—	—	0.58	—	—	—	—	0.69
(Eu/Eu*) _N	0.56	—	—	—	0.72	—	—	—	—	0.87

Для пробы K32/13 проанализировано семь зерен цирконов. Циркон представляет собой желтовато-серые прозрачные и полупрозрачные идиоморфные призматические кристаллы длиной в среднем от 70 до 90 мкм с коэффициентом удлинения в среднем от 1.5 до 2.5 со светло-коричневыми включениями, без трещин. В катодолуминесцентном изображении цирконы имеют умеренное свечение, с четко проявленной осцилляторной магматической зональностью. Для пробы K32/13 получен конкордантный возраст цирконов 589 ± 2 млн лет (рис. 9, а). Учитывая морфологические особенности этих цирконов,

из крупных обломков конгломератов баянкольской свиты

K32/13	K33/13	K98/15	K138/15	K105/15	K101/15	K149/15	K142/15	K135/15	K111/15	K107/15
75.06	75.10	75.17	75.32	75.38	75.45	75.52	75.52	75.64	75.81	75.81
0.22	0.29	0.32	0.32	0.22	0.18	0.26	0.21	0.18	0.21	0.19
11.68	12.58	11.74	12.55	11.44	11.20	11.93	11.55	10.81	11.26	11.20
4.91	3.48	3.65	4.56	4.37	3.43	3.11	3.09	3.19	3.92	2.73
0.05	0.07	0.05	0.08	0.05	0.04	0.06	0.04	0.05	0.05	0.03
0.72	0.68	0.90	0.80	0.80	0.66	0.54	0.56	0.73	0.68	0.55
0.57	1.03	1.26	1.44	0.54	1.23	1.19	1.15	2.08	1.17	1.36
5.31	4.78	4.44	4.60	5.05	5.72	5.49	5.24	4.76	5.24	5.50
0.27	0.71	0.66	0.67	0.36	0.32	0.44	0.44	0.27	0.32	0.24
0.04	0.05	0.07	0.07	0.04	0.03	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04
1.08	1.11	1.26	1.45	0.98	1.35	0.90	1.39	1.92	1.12	1.43
99.97	99.93	99.57	98.95	99.28	99.35	99.54	99.29	99.78	99.89	99.18
3.65	8.32	5.69	6.44	2.99	—	—	—	—	—	—
108.91	129.09	186.15	118.90	107.56	—	—	—	—	—	—
26.86	20.86	14.15	28.75	22.68	—	—	—	—	—	—
144.28	82.32	44.63	103.86	140.19	—	—	—	—	—	—
4.13	1.58	0.43	0.79	1.15	—	—	—	—	—	—
44.02	97.97	58.73	96.26	45.11	—	—	—	—	—	—
8.05	3.05	1.37	2.95	1.61	—	—	—	—	—	—
15.59	8.37	3.78	8.67	5.41	—	—	—	—	—	—
1.99	1.36	0.62	1.50	0.91	—	—	—	—	—	—
9.16	6.60	3.43	7.42	4.58	—	—	—	—	—	—
2.54	1.85	1.31	2.41	1.6	—	—	—	—	—	—
0.79	0.57	0.48	0.60	0.57	—	—	—	—	—	—
3.52	2.85	1.98	3.62	2.55	—	—	—	—	—	—
0.67	0.57	0.42	0.73	0.60	—	—	—	—	—	—
4.64	3.97	2.80	4.74	4.18	—	—	—	—	—	—
1.08	0.90	0.63	1.11	0.93	—	—	—	—	—	—
3.44	2.78	1.9	3.58	2.99	—	—	—	—	—	—
0.58	0.48	0.32	0.60	0.57	—	—	—	—	—	—
3.89	3.05	2.08	3.81	3.76	—	—	—	—	—	—
0.65	0.48	0.31	0.57	0.57	—	—	—	—	—	—
4.87	2.99	1.62	3.53	4.75	—	—	—	—	—	—
0.14	0.09	0.06	0.08	0.09	—	—	—	—	—	—
1.12	0.48	0.21	0.54	0.51	—	—	—	—	—	—
0.44	0.30	0.18	0.45	0.45	—	—	—	—	—	—
—	36.88	21.42	42.30	30.83	—	—	—	—	—	—
—	0.67	0.44	0.52	0.29	—	—	—	—	—	—
—	1.03	0.66	0.77	0.63	—	—	—	—	—	—
—	0.75	0.77	0.77	0.55	—	—	—	—	—	—
—	0.75	0.90	0.61	0.85	—	—	—	—	—	—

можно утверждать, что они отражают время кристаллизации изученного лейкоплагиогранита, возраст которого определен как ранневендский.

Цирконы из лейкоплагиогранитного валуна K33/13 представлены желтовато-серыми крупными обломками (100—400 мкм) кристаллов с четко выраженными кристаллографическими очертаниями, с многочисленными трещинами. В катодолуминесцентном изображении цирконы имеют умеренное и яркое свечение, осцилляторную зональность. Метаморфические каймы и включения отсутствуют. Кон-

Таблица 1 (окончание)

Компонент	K144/15	K99/15	K94/15	K93/15	K152/15	K141/15	K146/15	K154/15	K150/15	K100/15	K78/15
SiO ₂ , мас. %	75.86	75.98	75.98	75.99	76.01	76.07	76.14	76.19	76.95	77.12	79.45
TiO ₂	0.22	0.26	0.22	0.24	0.32	0.28	0.33	0.31	0.19	0.18	0.26
Al ₂ O ₃	11.55	11.82	11.35	11.87	11.72	11.28	12.31	11.59	11.47	11.76	8.96
Fe ₂ O ₃ общ	3.01	3.30	3.40	3.32	2.44	4.10	1.55	3.58	3.29	2.58	3.78
MnO	0.04	0.05	0.05	0.04	0.03	0.05	0.03	0.06	0.03	0.03	0.06
MgO	0.56	0.52	0.52	0.45	0.44	0.53	0.48	0.70	0.40	0.46	0.87
CaO	1.20	0.87	1.10	0.87	1.57	1.00	1.50	1.28	0.57	0.52	0.77
Na ₂ O	5.23	5.32	4.99	4.9	5.35	5.31	5.35	4.60	5.61	5.72	3.73
K ₂ O	0.44	0.35	0.50	0.54	0.47	0.19	0.52	0.55	0.24	0.32	0.38
P ₂ O ₅	0.03	0.05	0.04	0.04	0.06	0.04	0.06	0.05	0.03	0.03	0.06
П.п.п.	1.40	0.84	1.11	1.08	1.37	0.86	1.12	1.02	1.02	0.91	1.13
Сумма	99.60	99.40	99.33	99.4	99.83	99.74	99.46	99.97	99.57	99.69	99.50
Rb, г/т	4.18	—	—	3.74	4.00	—	3.99	—	—	—	—
Sr	90.42	—	—	113.85	144.60	—	167.37	—	—	—	—
Y	27.65	—	—	27.59	33.40	—	39.82	—	—	—	—
Zr	99.23	—	—	107.31	101.77	—	76.90	—	—	—	—
Nb	1.00	—	—	1.11	0.82	—	0.68	—	—	—	—
Ba	50.30	—	—	55.86	42.25	—	58.80	—	—	—	—
La	3.37	—	—	3.01	2.5	—	3.14	—	—	—	—
Ce	9.54	—	—	9.40	7.92	—	11.56	—	—	—	—
Pr	1.64	—	—	1.64	1.41	—	2.07	—	—	—	—
Nd	7.96	—	—	8.05	7.80	—	10.22	—	—	—	—
Sm	2.30	—	—	2.6	2.62	—	3.3	—	—	—	—
Eu	0.54	—	—	0.72	0.51	—	0.63	—	—	—	—
Gd	3.52	—	—	3.78	4.42	—	5.2	—	—	—	—
Tb	0.69	—	—	0.77	0.83	—	0.96	—	—	—	—
Dy	4.83	—	—	5.16	5.54	—	6.48	—	—	—	—
Ho	1.17	—	—	1.2	1.28	—	1.50	—	—	—	—
Er	3.52	—	—	3.43	3.96	—	4.48	—	—	—	—
Tm	0.57	—	—	0.57	0.63	—	0.72	—	—	—	—
Yb	3.7	—	—	3.9	4.05	—	4.63	—	—	—	—
Lu	0.54	—	—	0.57	0.59	—	0.68	—	—	—	—
Hf	3.33	—	—	3.65	3.44	—	2.65	—	—	—	—
Ta	0.09	—	—	0.09	0.06	—	0.06	—	—	—	—
Th	0.57	—	—	0.36	0.30	—	0.27	—	—	—	—
U	0.36	—	—	0.30	0.36	—	0.27	—	—	—	—
ΣРЗЭ	43.89	—	—	44.79	44.04	—	55.56	—	—	—	—
(La/Yb) _N	0.61	—	—	0.52	0.42	—	0.46	—	—	—	—
(La/Sm) _N	0.92	—	—	0.73	0.60	—	0.60	—	—	—	—
(Gd/Yb) _N	0.77	—	—	0.78	0.88	—	0.91	—	—	—	—
(Eu/Eu*) _N	0.57	—	—	0.69	0.45	—	0.46	—	—	—	—

корданные значения возраста, полученные по 14 зернам циркона, составляют 633 ± 1.0 млн лет (см. рис. 9, б). Учитывая морфологические особенности цирконов из лейкоплагиогранитов пр. К33/13, их магматическое происхождение и данные возраста, можно утверждать о позднерифейском времени формирования этих лейкоплагиогранитов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ВАЛУНОВ И ГАЛЬКИ ГРАНИТОИДОВ

Изотопно-геохимические (Sm-Nd и Rb-Sr) исследования выполнены для четырех проб (K33/13, K93/15, K146/15 и K138/15) из валунов и гальки гранитоидов (табл. 3). Для пробы валуна лейкоплагиогранита K33/13 с U-Pb возрастом ~630 млн лет получены высокие первичные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512269$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704891$ и положительное значение $\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = +7.4$. Величина отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$

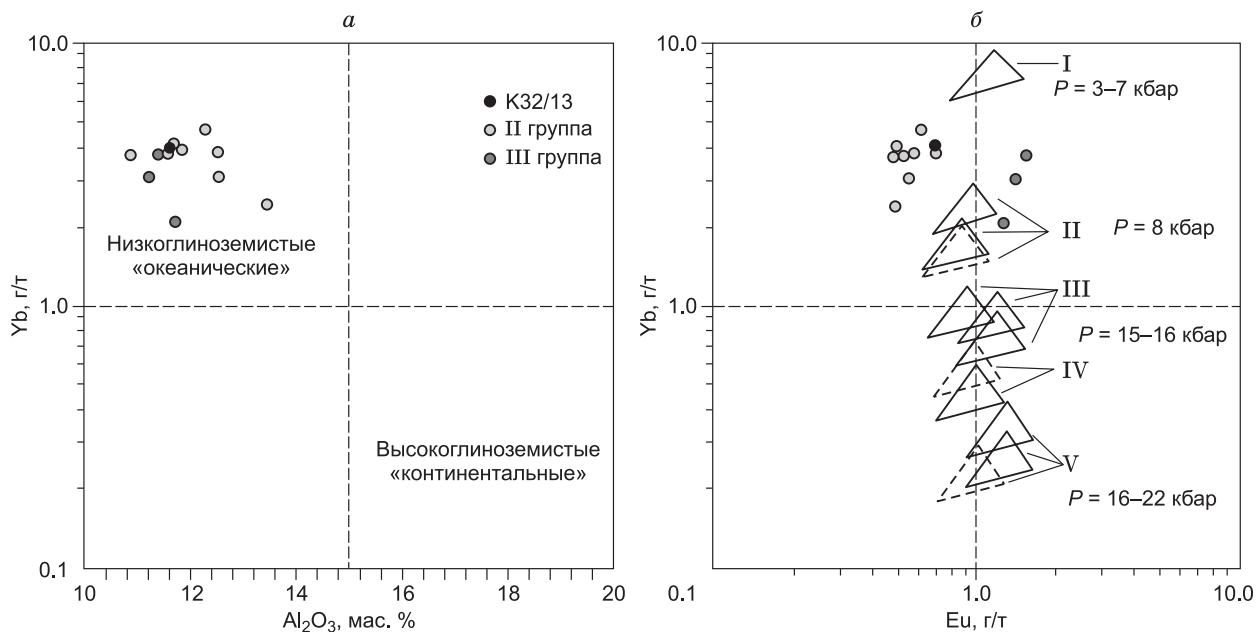


Рис. 7. Диаграммы Al_2O_3 —Yb (а) и Eu—Yb (б) [Арт, 1983; Туркина, 2000].

Треугольниками показаны области содержания элементов в расплавах, образующихся при дегидрационном (сплошные линии) и водном (штриховые линии) плавлении источников TH1, TH2 и MORB в равновесии с пятью типами реститов: I — Pl + Cpx + Орх, II — Hbl + Pl ± Cpx ± Орх, III—IV — Hbl + Cpx + Pl ± Grt, V — Cpx + Grt ± Hbl. Pl — плагиоклаз, Cpx — клинопироксен, Орх — ортопироксен, Hbl — амфибол, Grt — гранат.

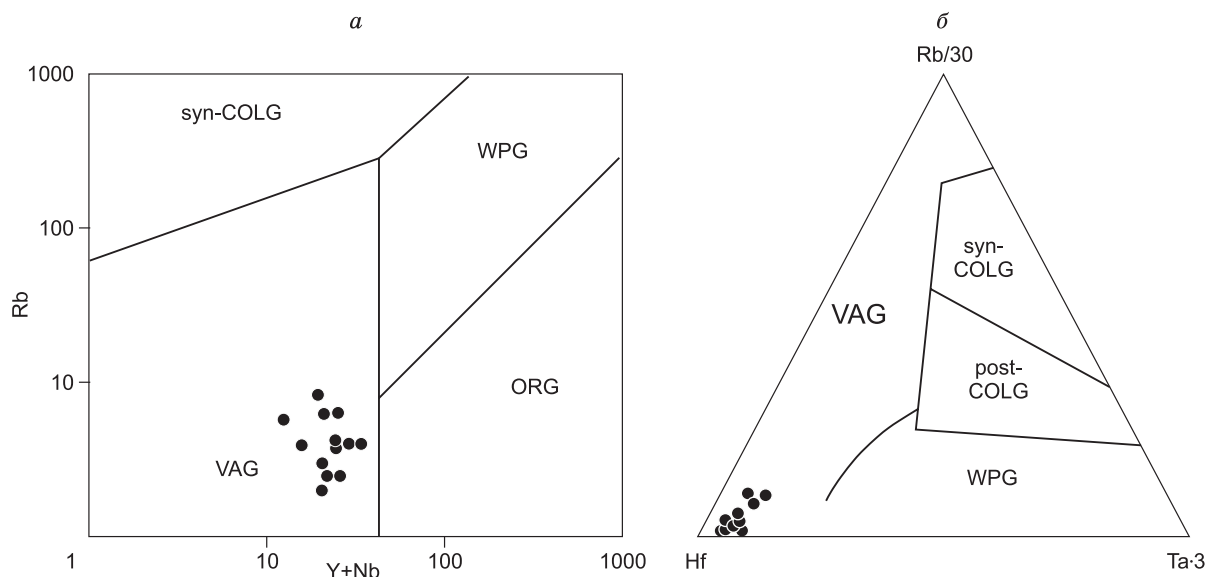


Рис. 8. Тектонические диаграммы:

а — дискриминационная диаграмма Дж. Пирса [Pearce et al., 1984]; б — тройная диаграмма Н. Харриса [Harris et al., 1986]. Поля гранитов: syn-COLG — синколлизионных, post-COLG — постколлизионных, WPG — внутриплитных, VAG — островодужных, ORG — океанических хребтов.

Таблица 2.

**Результаты U-Pb изотопных исследований единичных зерен циркона
из гранитоидной гальки конгломератового горизонта баянкольской свиты**

Образец и номер точки	Изотопные отношения $\pm 1\sigma$			Возраст по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет $\pm 1\sigma$
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
1	2	3	4	5
K32/13-8	0.0896 $\pm$ 0.0009	0.7252 $\pm$ 0.0077	0.0587 $\pm$ 0.0001	553 $\pm$ 5.8
K32/13-2	0.0911 $\pm$ 0.0009	0.7385 $\pm$ 0.0073	0.0588 $\pm$ 0.0001	562 $\pm$ 5.5
K32/13-10	0.0914 $\pm$ 0.0011	0.7443 $\pm$ 0.0088	0.0591 $\pm$ 0.0001	564 $\pm$ 6.7
K32/13-11	0.0917 $\pm$ 0.0011	0.7471 $\pm$ 0.0085	0.0591 $\pm$ 0.0001	566 $\pm$ 6.4
K32/13-3	0.0918 $\pm$ 0.0011	0.7429 $\pm$ 0.0090	0.0587 $\pm$ 0.0001	566 $\pm$ 6.7
K32/13-21	0.0921 $\pm$ 0.0011	0.7504 $\pm$ 0.0089	0.0591 $\pm$ 0.0001	568 $\pm$ 6.5
K32/13-4	0.0922 $\pm$ 0.0011	0.7497 $\pm$ 0.0085	0.0590 $\pm$ 0.0001	568 $\pm$ 6.2
K32/13-12	0.0928 $\pm$ 0.0014	0.7561 $\pm$ 0.0108	0.0591 $\pm$ 0.0001	572 $\pm$ 8
K32/13-28	0.0933 $\pm$ 0.0010	0.7621 $\pm$ 0.0082	0.0592 $\pm$ 0.0001	575 $\pm$ 6
K32/13-13	0.0938 $\pm$ 0.0014	0.7666 $\pm$ 0.0112	0.0593 $\pm$ 0.0001	578 $\pm$ 8
K32/13-5	0.0945 $\pm$ 0.0011	0.7760 $\pm$ 0.0096	0.0595 $\pm$ 0.0002	582 $\pm$ 6
K32/13-9	0.0947 $\pm$ 0.0012	0.7763 $\pm$ 0.0105	0.0594 $\pm$ 0.0002	583 $\pm$ 7
K32/13-27	0.0952 $\pm$ 0.0015	0.7821 $\pm$ 0.0126	0.0596 $\pm$ 0.0001	586 $\pm$ 8.9
K32/13-15	0.0953 $\pm$ 0.0007	0.7824 $\pm$ 0.0059	0.0595 $\pm$ 0.0001	587 $\pm$ 4.3
K32/13-30	0.0955 $\pm$ 0.0012	0.7859 $\pm$ 0.0104	0.0597 $\pm$ 0.0002	588 $\pm$ 7.2
K32/13-20	0.0956 $\pm$ 0.0011	0.7879 $\pm$ 0.0094	0.0597 $\pm$ 0.0002	588 $\pm$ 6.6
K32/13-6	0.0956 $\pm$ 0.0009	0.7826 $\pm$ 0.0074	0.0594 $\pm$ 0.0002	589 $\pm$ 5.2
K32/13-16	0.0958 $\pm$ 0.0010	0.7848 $\pm$ 0.0082	0.0594 $\pm$ 0.0002	590 $\pm$ 5.7
K32/13-22	0.0960 $\pm$ 0.0011	0.7893 $\pm$ 0.0090	0.0597 $\pm$ 0.0001	591 $\pm$ 6.5
K32/13-24	0.0972 $\pm$ 0.0010	0.8022 $\pm$ 0.0084	0.0598 $\pm$ 0.0002	598 $\pm$ 5.8
K32/13-7	0.0990 $\pm$ 0.0011	0.8218 $\pm$ 0.0109	0.0602 $\pm$ 0.0003	608 $\pm$ 6.6
K32/13-26	0.0990 $\pm$ 0.0008	0.8209 $\pm$ 0.0082	0.0602 $\pm$ 0.0005	608 $\pm$ 4.6
K32/13-17	0.0994 $\pm$ 0.0009	0.8222 $\pm$ 0.0079	0.0600 $\pm$ 0.0002	611 $\pm$ 5
K32/13-18	0.1000 $\pm$ 0.0019	0.8334 $\pm$ 0.0162	0.0604 $\pm$ 0.0002	614 $\pm$ 11
K32/13-25	0.1004 $\pm$ 0.0012	0.8295 $\pm$ 0.0116	0.0604 $\pm$ 0.0002	617 $\pm$ 7
K32/13-23	0.1047 $\pm$ 0.0008	0.8826 $\pm$ 0.0102	0.0611 $\pm$ 0.0005	642 $\pm$ 4.6
K32/13-1	0.1060 $\pm$ 0.0006	0.8969 $\pm$ 0.0068	0.0614 $\pm$ 0.0003	650 $\pm$ 3.5
K32/13-19	0.1063 $\pm$ 0.0007	0.8976 $\pm$ 0.0068	0.0613 $\pm$ 0.0002	651 $\pm$ 4.3
K32/13-14	0.1080 $\pm$ 0.0009	0.9117 $\pm$ 0.0098	0.0617 $\pm$ 0.0004	661 $\pm$ 5
K33/13-28	0.0946 $\pm$ 0.0010	0.7747 $\pm$ 0.0079	0.0594 $\pm$ 0.0001	583 $\pm$ 6
K33/13-15	0.0955 $\pm$ 0.0011	0.7812 $\pm$ 0.0090	0.0593 $\pm$ 0.0001	588 $\pm$ 6.7
K33/13-3	0.0959 $\pm$ 0.0012	0.7889 $\pm$ 0.0097	0.0597 $\pm$ 0.0001	590 $\pm$ 7
K33/13-9	0.0959 $\pm$ 0.0013	0.7883 $\pm$ 0.0104	0.0596 $\pm$ 0.0001	590 $\pm$ 7.6
K33/13-2	0.0963 $\pm$ 0.0015	0.7936 $\pm$ 0.0123	0.0598 $\pm$ 0.0001	593 $\pm$ 8.7
K33/13-30	0.0971 $\pm$ 0.0010	0.8023 $\pm$ 0.0079	0.0599 $\pm$ 0.0001	598 $\pm$ 5.7
K33/13-16	0.0984 $\pm$ 0.0011	0.8147 $\pm$ 0.0096	0.0600 $\pm$ 0.0001	605 $\pm$ 6.7
K33/13-12	0.0996 $\pm$ 0.0009	0.8314 $\pm$ 0.0083	0.0604 $\pm$ 0.0002	612 $\pm$ 5.1
K33/13-26	0.0999 $\pm$ 0.0010	0.8311 $\pm$ 0.0090	0.0603 $\pm$ 0.0003	614 $\pm$ 5.8
K33/13-29	0.1001 $\pm$ 0.0008	0.8319 $\pm$ 0.0078	0.0603 $\pm$ 0.0003	615 $\pm$ 4.5
K33/13-19	0.1010 $\pm$ 0.0012	0.8381 $\pm$ 0.0102	0.0604 $\pm$ 0.0002	620 $\pm$ 7
K33/13-27	0.1014 $\pm$ 0.0013	0.8549 $\pm$ 0.0102	0.0607 $\pm$ 0.0003	623 $\pm$ 7.4
K33/13-18	0.1019 $\pm$ 0.0009	0.8554 $\pm$ 0.0073	0.0607 $\pm$ 0.0002	625 $\pm$ 5.4
K33/13-17	0.1022 $\pm$ 0.0010	0.8558 $\pm$ 0.0096	0.0607 $\pm$ 0.0002	627 $\pm$ 5.8
K33/13-7	0.1028 $\pm$ 0.0008	0.8625 $\pm$ 0.0074	0.0608 $\pm$ 0.0002	631 $\pm$ 4.6
K33/13-4	0.1029 $\pm$ 0.0005	0.8596 $\pm$ 0.0049	0.0606 $\pm$ 0.0002	631 $\pm$ 3
K33/13-6	0.1030 $\pm$ 0.0005	0.8632 $\pm$ 0.0046	0.0608 $\pm$ 0.0002	632 $\pm$ 2.7

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5
K33/13-11	0.1031 ± 0.0008	0.8621 ± 0.0074	0.0606 ± 0.0002	633 ± 4.4
K33/13-20	0.1032 ± 0.0008	0.8604 ± 0.0075	0.0605 ± 0.0002	633 ± 4.5
K33/13-23	0.1032 ± 0.0009	0.8628 ± 0.0076	0.0606 ± 0.0002	633 ± 5.1
K33/13-13	0.1035 ± 0.0008	0.8693 ± 0.0078	0.0609 ± 0.0003	635 ± 4.9
K33/13-8	0.1040 ± 0.0006	0.8704 ± 0.0057	0.0610 ± 0.0003	638 ± 3.3
K33/13-1	0.1042 ± 0.0007	0.8754 ± 0.0073	0.0610 ± 0.0003	639 ± 3.8
K33/13-24	0.1045 ± 0.0006	0.8794 ± 0.0059	0.0611 ± 0.0002	641 ± 3.6
K33/13-22	0.1054 ± 0.0005	0.8872 ± 0.0062	0.0611 ± 0.0004	646 ± 2.6
K33/13-21	0.1067 ± 0.0011	0.9020 ± 0.0108	0.0615 ± 0.0003	654 ± 6.5
K33/13-14	0.1067 ± 0.0011	0.9026 ± 0.0121	0.0614 ± 0.0003	654 ± 6.4
K33/13-10	0.1118 ± 0.0013	0.9670 ± 0.0139	0.0624 ± 0.0005	683 ± 7.6
K33/13-5	0.1118 ± 0.0006	0.9630 ± 0.0097	0.0625 ± 0.0005	683 ± 3.5
B19/7-3	0.0851 ± 0.0016	0.6834 ± 0.0129	0.0583 ± 0.0012	527 ± 9.2
B19/7-18	0.0859 ± 0.0016	0.6831 ± 0.0135	0.0578 ± 0.0012	531 ± 9.3
B19/7-9	0.0902 ± 0.0017	0.7364 ± 0.0158	0.0593 ± 0.0013	557 ± 9.8
B19/7-12	0.0912 ± 0.0017	0.7347 ± 0.0147	0.0585 ± 0.0012	563 ± 9.8
B19/7-11	0.0933 ± 0.0017	0.7580 ± 0.0157	0.0590 ± 0.0013	575 ± 10.1
B19/7-14	0.0935 ± 0.0017	0.7985 ± 0.0168	0.0620 ± 0.0014	576 ± 10.2
B19/7-2	0.0940 ± 0.0017	0.7828 ± 0.0164	0.0605 ± 0.0013	579 ± 10.2
B19/7-19	0.0940 ± 0.0018	0.7740 ± 0.0227	0.0598 ± 0.0018	579 ± 10.7
B19/7-6	0.0940 ± 0.0018	0.7771 ± 0.0185	0.0600 ± 0.0015	579 ± 10.4
B19/7-17	0.0941 ± 0.0018	0.7848 ± 0.0194	0.0606 ± 0.0016	580 ± 10.4
B19/7-20	0.0941 ± 0.0017	0.7710 ± 0.0161	0.0595 ± 0.0013	580 ± 10.2
B19/7-15	0.0942 ± 0.0017	0.7877 ± 0.0155	0.0607 ± 0.0013	580 ± 10.1
B19/7-4	0.0943 ± 0.0017	0.7912 ± 0.0159	0.0609 ± 0.0013	580 ± 10.2
B19/7-13	0.0944 ± 0.0018	0.7738 ± 0.0186	0.0595 ± 0.0015	582 ± 10.4
B19/7-8	0.0948 ± 0.0017	0.7819 ± 0.0151	0.0600 ± 0.0012	584 ± 10.2
B19/7-5	0.0950 ± 0.0018	0.7749 ± 0.0168	0.0593 ± 0.0013	585 ± 10.3
B19/7-10	0.0954 ± 0.0017	0.7816 ± 0.0146	0.0595 ± 0.0012	588 ± 10.2
B19/7-16	0.0955 ± 0.0018	0.7712 ± 0.0168	0.0587 ± 0.0013	588 ± 10.4
B19/7-7	0.0959 ± 0.0017	0.7871 ± 0.0149	0.0596 ± 0.0012	590 ± 10.3
B19/7-1	0.0971 ± 0.0018	0.8464 ± 0.0173	0.0633 ± 0.0014	597 ± 10.5

Примечание. Во всех образцах C = 99 %, кроме обр. B19/7-14 — 97 %, B19/7-15, B19/7-4 — 98 %, B19/7-1 — 96 %.

Таблица 3. Sm-Nd и Rb-Sr изотопные характеристики для гранитоидной гальки конгломератового горизонта баянкольской свиты

№ пробы	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	$\pm 2s$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$	T_{Nd} (DM-1St)
	г/г					г/г							
K93/15	3.6	95.1	0.1105	0.706467	0.705522	2.8	8.2	0.20398	0.513080	0.000028	0.512278	8.1	—
K138/15	6.1	97.8	0.1799	0.706769	0.705230	2.7	7.9	0.20718	0.513087	0.000017	0.512273	7.9	—
K146/15	3.8	138.5	0.0794	0.706287	0.705607	3.6	10.5	0.20570	0.513115	0.000019	0.512307	8.6	—
K32/13	2.1	95.4	0.0627	0.706469	0.705752	1.5	7.9	0.11070	0.511893	0.000020	0.511472	−8.2	2.38
K33/13	8.3	116.7	0.2067	0.707253	0.704891	2.1	6.7	0.19194	0.512999	0.000022	0.512269	7.4	—

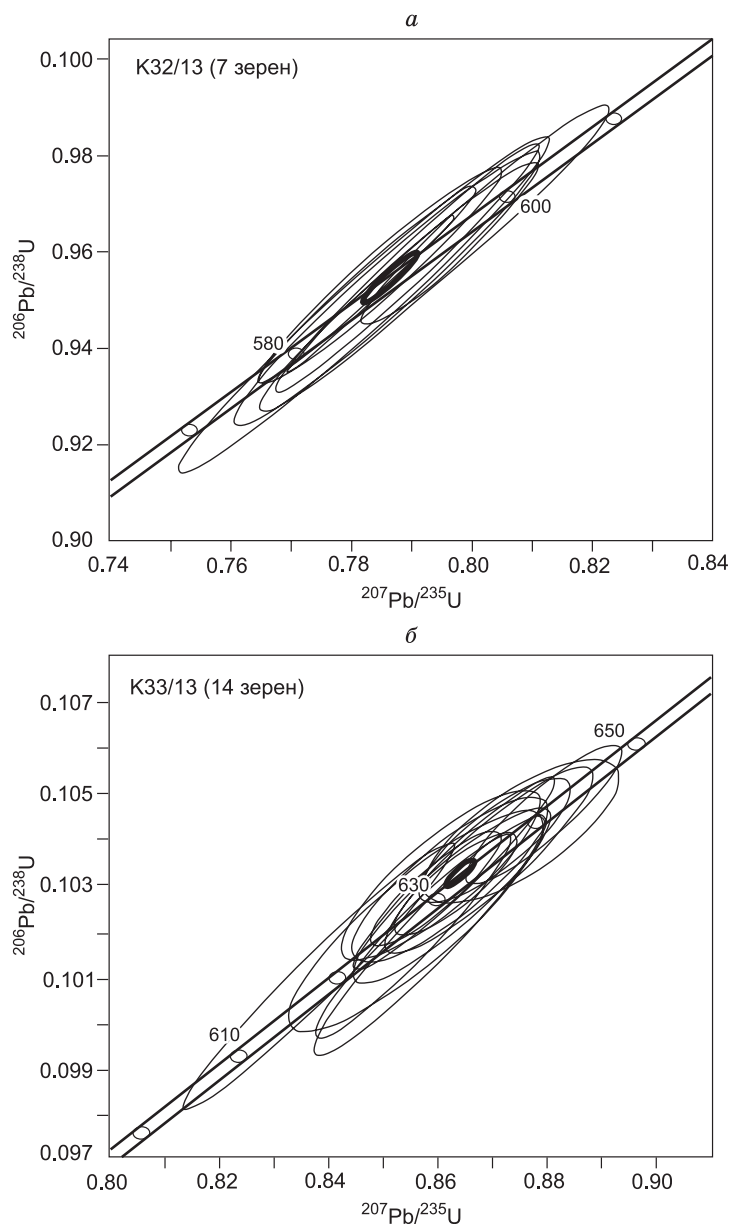


Рис. 9. U-Pb изотопные диаграммы с конкордиями для цирконов из проб гранитоидной гальки конгломератового горизонта баянкольской свиты.

a — пр. K32/13, *б* — пр. K33/13. Конкордантный возраст для пр. K32/13 — 588.6 ± 1.6 млн лет (СКВО = 0.50, вероятность = 0.48, ошибка постоянной распада 2σ включена), для пр. K33/13 — 632.6 ± 1.0 млн лет (СКВО = 2.00, вероятность = 1.16, ошибка постоянной распада 2σ включена).

в этой пробе составляет 0.19, что не позволяет рассчитывать для нее одностадийный возраст. Результаты трех других проб (K93/15, K146/15 — лейкоплагиограниты, K138/15 — плагиогранит) подобны пр. K33/13 (см. табл. 3). Они также имеют высокие первичные отношения $^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ от 0.512273 до 0.512307 и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0.705230 до 0.705607, положительные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +8.6 \dots +7.9$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ от 0.16 до 0.20. Учитывая, что выплавление этих гранитоидов происходило из базитов, рассчитывать для них двухстадийный модельный возраст некорректно.

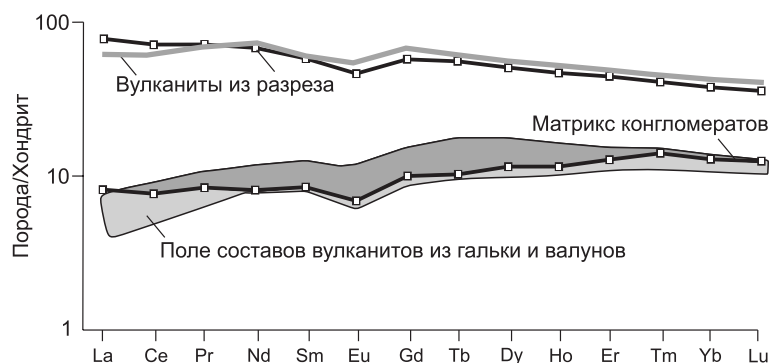
ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изучение состава и строения пород из валунных конгломератов баянкольской свиты позволило предположить на данном этапе исследования незначительные расстояния переноса обломочного материала от источника сноса до бассейна седиментации. Об этом свидетельствуют: 1) большое количество разноразмерных валунов и гальки в составе конгломератов (10—50 см); 2) отсутствие существенной сортировки обломков по размеру в строении горизонта валунных конгломератов;

3) обилие интрузивных и эффузивных пород базитового состава (темноцветные минералы в них неустойчивы в зоне гипергенеза, в противном случае большая часть крупных обломков была бы разрушена [Рухин, 1969]); 4) сходство геохимических характеристик вулканитов из обломочной части с матрицей конгломератов, но резкое отличие от вулканитов из разреза баянкольской свиты (рис. 10) [Бродникова, 2018] и отсутствие в матрице цирконов при обилии гранитных обломков. Присутствие в разрезе нескольких пачек археоциатовых и водорослевых карбонатных пород служит прямым доказательством накопления отложений баянкольской свиты в мелководных морских обстановках. Таким образом, суша, где происходило разрушение пород источников сноса, находилась в непосредственной близости (первые километры) от морского бассейна седиментации, что исключало перемешивания и усреднения состава матрикса конгломератов. В пределах близкорасположенной суши на дневную поверхность в раннем кембрии выходили породы как минимум двух разновозрастных комплексов гранитоидов с преобладанием в них лейкоплагиогранитов. Еще одним значимым источником поступления обломочного, в том числе алевритопесчаного, материала являлись также вулканиты основного состава.

Мы сознательно не оперируем геохимическими характеристиками изученных обломков гранитоидов для более конкретного отнесения их к гранитоидам определенных геодинамических типов, так как их разновозрастных аналогов на современном эрозионном срезе в данном регионе не установлено и прямое сопоставление невозможно. Поэтому при изучении гранитоидов из обломков в данном случае нельзя достоверно утверждать, что они образовались в результате какого-либо единого тектономагма-

Рис. 10. Сопоставление распределения редкоземельных элементов, нормированных на хондрит, по [Boyn-ton, 1984], гранитоидов из крупных обломков конгломератов, матрикса конгломератов и вулканитов из разреза баянкольской свиты.



тического события и не претерпели впоследствии химических изменений в зоне гипергенеза, не образовались в контактовых частях массивов, не представляют собой жильные фазы различных генераций.

При этом можно установить как минимум два возрастных уровня формирования гранитоидов, которые послужили источником грубообломочного материала для баянкольской свиты Систигхемского прогиба. Выделяются позднерифейские (630 млн лет) и ранневендские (590 млн лет) лейкоплагиограниты. Источник позднерифейских лейкоплагиогранитов характеризуется положительными значениями $\epsilon_{Nd}(T) = +8.6 \dots +7.4$. Учитывая обстановки их формирования, можно предположить, что эти лейкоплагиограниты появились за счет плавления довендской коры островодужного типа, образованной из деплетируемого мантийного источника. В настоящий момент вулканических комплексов древнее кембрия в северной части Тувинского сегмента не установлено.

Для источника ранневендских лейкоплагиогранитов в настоящий момент получить достоверных Sm-Nd данных не представилось возможным ввиду существенного расхождения в значениях Sm/Nd отношения, полученных методами ICP-MS и ID-TIMS.

Как мы уже упоминали ранее, при датировании цирконов из туфа перекрывающей вулканогенной пачки баянкольской свиты основная популяция цирконов имеет возраст от 574 до 597 млн лет с пиком на 580 млн лет. Эти цирконы имеют ксеногенную природу и указывают на то, что подстилающие баянкольскую свиту породы имеют в том числе такой возраст. Также при U-Pb датировании цирконов из вышележащих песчаников аласугской свиты и одновозрастных баянкольской свите терригенных пород, конгломератов на северо-востоке и юго-востоке Тувы установлено, что источник сноса с возрастом 575—590 млн лет является значимым [Летникова и др., 2019]. Так, в двух пробах песчаников, находящихся выше по разрезу кембрийских отложений Систигхемского прогиба, второй по представительности (26 измерений) популяцией цирконов является группа зерен с возрастом 575—590 млн лет. В матриксе конгломератов шурмакской свиты раннего кембрия, расположенных в южной части Тувы, из 93 зерен 14 имеют возраст в среднем 585 млн лет [Иванов и др., 2020]. В непосредственной близости от них в песчаниках теретигской свиты из 92 зерен 90 цирконов имеют возраст 580—590 млн лет. Таким образом, при накоплении терригенных пород в раннем кембрии в Тувинском сегменте ЦАСП источники сноса с возрастом 580—590 млн лет были значимыми, а слагающие их породы были достаточно широко распространены на эрозионном срезе.

Не стоит оставлять без внимания и данные о возрасте пород плагиогранитового массива, прорывающих магматические образования агардагского офиолитового комплекса на юге Тувы. Возраст этих гранитоидов определен на основе U-Pb датирования цирконов на уровне 580 млн лет [Pfänder et al., 2002] и ошибочно принят за возраст пород самого агардагского комплекса.

Возможно, что процессы, при которых происходило образование этих пород, имели более масштабные проявления и выходят за рамки изучаемого региона. Так, в песчаниках кембрия Джидинского террейна выявлены представительные популяции цирконов с возрастом 580 и 630 млн лет [Резницкий и др., 2018].

На основе первых данных, полученных при изучении кембрийских грубозернистых терригенных пород Систигхемского прогиба, можно лишь уверенно судить о существовании позднедокембрийского этапа развития в пределах тектонического блока, послужившего источником поступления обломочного материала при накоплении конгломератов баянкольской свиты в кембрии. В его докембрийском фундаменте было проявлено как минимум два импульса гранитоидного магматизма.

Генерация расплавов разновозрастных гранитоидов происходила на одной глубине при плавлении различных метабазитовых субстратов. Если предположить, что они формировались в различных геодинамических обстановках, то их совмещение в пределах суши палеосборной площади обломочного материала баянкольской свиты могло произойти в интервале 590—530 млн лет в результате аккреционно-коллизионных процессов.

Следует отметить, что в пределах Таннуольско-Хамсаринской островодужной системы, расположенной в непосредственной близости от Систигхемского прогиба, на современном эрозионном срезе не известны гранитоидные массивы с возрастом 630 и 590 млн лет. Гранитоидные массивы Восточной Тувы имеют преимущественно кембрийский—ордовикский возраст [Монгуш и др., 2011; Руднев, 2013; Руднев и др., 2015; Ветров и др., 2019]. Исключение составляют наиболее древние диорит-тоналит-плагиогранитные массивы (Буреинский и Коптинский), наблюдаемые в пределах поздневенд-раннекембрийских островодужных вулканогенных комплексов Каахемского террейна (см. рис. 1). Их возраст составляет 572—562 млн лет [Руднев и др., 2020].

Таким образом, источники обломочного материала баянкольской свиты, представленные поздне-рифейскими и ранневендскими гранитоидами, вероятнее всего, были полностью денудированы или скрыты под палеозойскими и мезозойскими осадками и не выведены в настоящий момент на поверхность. Возможно, что палеотектоническое положение тектонического блока, в строении которого принимают участие породы Систигхемского прогиба, в раннекембрийское время было несколько иным.

Полученные в рамках нашего исследования новые данные приводят к необходимости пересмотра существующих геодинамических моделей Тувинского сегмента ЦАСП. Например, Систигхемский осадочный бассейн в раннекембрийское время мог развиваться в составе единой с Джидинским террейном тектонической структуры, которая впоследствии могла быть дислоцирована посредством крупноамплитудных позднепалеозойских и раннемезозойских сдвигов [Метелкин и др., 2012]. В этом случае источником поставки терригенного материала для грубозернистых отложений баянкольской свиты могли послужить те же самые породы, что и для песчаников Джидинского террейна, для которого на основе U-Pb датирования детритовых цирконов установлены этапы тектономагматической активности на рубеже 580 и 630–640 млн лет при участии палеопротерозойских пород в источниках сноса [Резницкий и др., 2018].

ВЫВОДЫ

В ходе комплексного исследования гранитоидных валунов и гальки конгломератовой толщи баянкольской свиты установлено как минимум два источника сноса терригенного материала в раннекембрийское время для Систигхемского прогиба. Первый источник имеет ранневендский (~590 млн лет) возраст, второй — позднерифейский (~630 млн лет) возраст, связанный, возможно, с процессами плавления довендской коры островодужного типа, образованной из деплетированного мантийного источника. Состав и размерность валунов баянкольских конгломератов указывают на непосредственную близость Систигхемского осадочного бассейна и питающих провинций. На современном эрозионном срезе среди поздневендско-раннекембрийских массивов Восточной Тувы (Каахемский батолит), расположенных в непосредственной близости с Систигхемским прогибом, гранитоиды с такими возрастными и изотопно-геохимическими характеристиками пока не известны. Однако о широком проявлении процессов тектономагматической активизации на рубежах 630 и 590 млн лет свидетельствуют также данные U-Pb датирования цирконов из плагиогранитов [Pfänder et al., 2002] и терригенных пород раннекембрийских осадочно-вулканогенных серий [Летникова и др., 2019; Иванов и др., 2020] на юге Тувы, осадочных комплексов Джидинского террейна [Резницкий и др., 2018].

Первые результаты исследования валунов из конгломератов баянкольской свиты с применением U-Pb геохронологии и изотопной геохимии показали значимость всестороннего исследования конгломератовых горизонтов складчатых областей и выявили новые факты о докембрийской истории развития Тувинского сегмента ЦАСП. Установлено, что гранитоиды раннекембрийских островодужных тоналит-плагиогранитных комплексов Таннуольско-Хамсаринской дуги не участвовали в поставке обломочного материала в бассейн седиментации Систигхемского прогиба при накоплении осадочных толщ баянкольской свиты.

Авторы признательны Д.Н. Шаповалову за рекомендации в выборе объекта исследования данной статьи и активном участии в обсуждении полученных результатов, а также А.Э. Изоху, А.А. Цыганкову, Н.Н. Круку за ценные замечания, которые способствовали улучшению статьи.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект №19-17-00099, изучение и датирование туфов и вулканитов баянкольской свиты), РФФИ (гранты 20-35-90050, 19-05-00145) и государственного задания ИГМ СО РАН (изучение и датирование гранитоидов из конгломератов баянкольской свиты).

ЛИТЕРАТУРА

Арт Дж.Г. Некоторые элементы-примеси в трондьемитах — их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М., Мир, 1983, с. 99—105.

- Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В.** Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 63—81.
- Бродникова Е.А., Иванов А.В., Прошенкин А.И.** Геохимические и изотопные характеристики вулканитов баянкольской свиты Систигхемского прогиба (Центральная Тува) // Рудно-магматические системы. Магматизм, металлогения и тектоника Северной Азии. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2018, с. 124—136.
- Ветров Е.В., Черных А.И., Бабин Г.А.** Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточно-Таннуольского сектора Тувинского магматического пояса: геодинамическая позиция, возраст и металлогения // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (5), с. 641—655.
- Государственная** геологическая карта Российской Федерации. М-б 1: 200 000. Серия Западно-Саянская. Лист М-46-IV. М., 1963.
- Гордиенко И.В.** Вулканизм различных геодинамических обстановок Центрально-Азиатского складчатого пояса // Литосфера, 2004, № 3, с. 4—16.
- Гордиенко И.В.** Связь субдукционного и плюмового магматизма на активных границах литосферных плит в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана в неопротерозое и палеозое // Геодинамика и тектонофизика, 2019, т. 10, № 2, с. 405—457.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, кн. 1, 328 с.
- Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Прошенкин А.И., Бродникова Е.А.** Возраст пород шурмакской свиты по данным U-Pb датирования цирконов методом LA-ICP-MS (Юго-Восточная Тува) // Вестник СПб ун-та, Науки о Земле, 2020, т. 65, № 4, с. 702—716.
- Коровников И.В.** Новые находки трилобитов в нижнем кембрии Центральной Тувы // Новости палеонтологии и стратиграфии. Приложение к журналу «Геология и геофизика», 2000, № 2—3, с. 39—45.
- Кузьмичев А.Б.** Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М., ПРОБЕЛ-2000, 2004, 192 с.
- Летникова Е.Ф., Иванов А.В., Ветров Е.В., Бродникова Е.А.** Доордовикские осадочные бассейны Тувино-Монгольского микроконтинента и «тувинских» террейнов — родственники или соседи? // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI тектонического совещания. М., ГЕОС, 2019, т. 2, с. 3—6.
- Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.** Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (7), с. 883—899.
- Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Дружкова Е.К., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю., Травин А.В., Серов П.А.** Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде—раннем кембрии // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (5), с. 649—665.
- Носков Ю.С.** Некоторые особенности состава базальных конгломератов палеозойских отложений центральной и юго-восточной части Горного Алтая // Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Алтае-Саянской горной области. Новокузнецк, Запсибгеолсъемка, 1995, с. 54—56.
- Осадчая Д.В., Кашина Л.Н., Журавлева И.Т., Бородин Н.П.** Стратиграфия и археоцитаты нижнего кембрия Алтае-Саянской складчатой области. М., Наука, 1979, 216 с.
- Резницкий Л.З., Ковач В.П., Бараш И.Г., Плоткина Ю.В., Ван К.-Л., Чун С.-Л.** Возраст и источники терригенных пород Джидинского террейна: результаты U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритовых цирконов // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2018, т. 26, № 5, с. 3—29.
- Руднев С.Н.** Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии / Ред. Г.В. Поляков. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2013, 300 с.
- Руднев С.Н., Серов П.А., Киселева В.Ю.** Венд-раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточной Тувы // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (9), с. 1572—1600.
- Руднев С.Н., Мальковец В.Г., Белоусова Е.А., Туркина О.М., Семенова Д.В.** Изотопный Lu-Hf состав циркона и источники магм венд-раннепалеозойских гранитоидов Тувы (на примере Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов) // Геология и геофизика, 2020, т. 61 (10), с. 1331—1355.
- Рухин Л.Б.** Основы литологии. Л., Недра, 1969, 703 с.
- Туркина О.М.** Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия, 2000, № 7, с. 704—717.
- Хомичев В.Л., Качевский Л.К., Смагин А.Н.** Каталог конгломератов с галькой магматических пород Саяно-Енисейской провинции. СНИИГГиМС, Новосибирск, 2002, 152 с.

Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 63—114.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol., 2001, v. 42, p. 2033—2048.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material — Implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett., 1988, v. 87 (3), p. 249—265.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // Earth Planet. Sci. Lett., 1984, v. 67 (2), p. 137—150.

Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // Collision tectonics / Eds. M.P. Cowards, A.C. Ries. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 1986, v. 19, p. 67—81.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex, version 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, USA, Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2003.

Parfenov L.M., Khanchuk A.I., Badarch G., Miller R.J., Naumova V.V., Nokleberg W.J., Ogasawara M., Prokopiev A.V., Yan H., Belichenko V., Berzin N.A., Bulgatov A.N., Byamba J., Deikunenko A.V., Dong Y., Dril S.I., Gordienko I.V., Hwang D.H., Kim B.I., Korago E.A., Kos'ko M.K., Kuzmin M.I., Orolmaa D., Oxman V.S., Popeko L.I., Rudnev S.N., Sklyarov E.V., Smelov A.P., Sudo S., Suprunenko O.I., Sun F., Sun J., Sun W., Timofeev V.F., Tret'yakov F.F., Tomurtogoo O., Vernikovskiy V.A., Vladimirov A.G., Wakita K., Ye M., Zedgenizov A.N. Preliminary Northeast Asia geodynamics map. Scale 1:5,000,000. 2003, U.S. Geological Survey Open-File Report 03-205, 2 sheets.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol., 1984, v. 25 (4), p. 956—983, doi: 10.1093/petrology/25.4.956.

Pfänder J.A., Jochum K.P., Kozakov I., Kröner A., Todt W. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr–Nd–Pb isotope data // Contrib. Mineral. Petrol., 2002, v. 143, p. 154—174.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. London, Spec. Publ., 1989, v. 42, p. 313—345.

Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses // Geostand. Newslett., 1995, v. 19, p. 1—23.

Xia X.P., Sun M., Geng H.Y., Sun Y.L., Wang Y.J., Zhao G.C. Quasisimultaneous determination of U–Pb and Hf isotope compositions of zircon by excimer laser-ablation multiple-collector ICPMS // J. Anal. At. Spectrom., 2011, v. 26, p. 1868—1871.

*Поступила в редакцию 8 апреля 2020 г.,
принята в печать 15 июня 2021 г.*