

цию, пиритизацию и окварцевание пород. Щелочная флюидомиграция способствует широкому проявлению процессов карбонатизации: кальцитизации, сидеритизации и доломитизации.

Выводы

Установлено, что особенности строения изученного разреза обусловлены сложными процессами формирования осадочных пород — от осадкообразования до нефтегазоаккумуляции.

Детальное изучение литологических, текстурно-структурных и вещественных особенностей пород позволило выделить фациальные обстановки формирования отложений разреза.

Процессы наложенного эпигенеза, проявившиеся на фоне стадийных преобразований пород и обусловленные процессами углекислотного метасоматоза, сопровождающего миграцию и окисление битумоидов, имели определяющее значение в образовании зон разуплотненных и уплотненных пород.

Интервалы наиболее интенсивного проявления процессов наложенного эпигенеза в породах разреза соответствуют аномальным участкам (отрицательным аномалиям), выделенным по литогеохимическим данным и представляющим собой зоны разуплотненных пород, перспективных с позиции возможной локализации в них залежей УВ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Соколов Б.А., Абля Э.А. Флюидодинамическая модель нефтегазообразования. — М.: ГЕОС, 1999. — 76 с.
2. Лебедев Б.А. Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. — Л.: Недра, 1992. — 239 с.
3. Ларичев А.И., Рязанова Т.А., Меленевский В.Н. и др. Геохимическая характеристика юрско-мелового разреза восточного

борта Большехетской впадины // Вестник Томского гос. ун-та. — 2003. — Прилож. № 3(11), апрель. — С. 300—302.

4. Столбова Н.Ф., Ненахов Ю.Я. Петрографические и минералогические особенности продуктивных отложений верхнеюрского возраста Вахского месторождения нефти // В кн.: Природо-комплекс Томской области. — Т. 2. Геология и экология. — Томск: Изд-во ТГУ, 1995. — С. 67—73.

УДК 552.321+550.93+550.4

U-Pb ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ БРЕНЬСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

С.Н. Руднев, А.Г. Владимиров, Е.В. Бибикова*, А.Е. Телешев, П.Ф. Ковалев**

Институт геологии СО РАН. г. Новосибирск. E-mail: rudnev@uiggm.ru

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН. г. Москва. E-mail: bibikova@geokhi.ru

**Комитет по геологии и использованию недр Республики Тыва (Тывагеолком). г. Кызыл

Впервые U-Pb изотопным методом по циркону получены первые данные о времени формирования "довулканических" и "послевулканических" гранитоидов, входящих в состав Бреневского массива. Установлено, что U-Pb изотопный возраст "довулканических" гранитоидов составляет 450 ± 5 млн лет (поздний ордовик), "послевулканических" — 385 ± 5 млн лет (ранний девон). U-Pb изотопные оценки возрастов полностью подтвердили ранее сделанные геологические выводы о резком разрыве в возрасте этих магматических образований. Несмотря на то что полученная U-Pb изотопная оценка возраста "довулканических" гранитоидов в пределах аналитической ошибки перекрывается с оценкой U-Pb изотопного возраста предшествующих гранитоидов таннуольского диорит-тоналит-плагиогранитного комплекса ($451 \pm 5,7$ млн лет), они резко отличаются друг от друга по вещественному составу и формационной принадлежности.

Бреневский массив входит в состав крупнейшего в Алтае-Саянской складчатой области (АССО) Каахемского гранитоидного батолита ($\geq 30\,000$ км²), расположенного в раннекаледонских структурах юго-западного складчатого обрамления Сибирского кратона (рис. 1). До начала 80-х годов XX века, все гранитоиды, входящие в состав Бреневского и ряда других массивов в Восточной Тыве, из-за их сходства, вызванного красной окраской (пелитизация калиевых полевых шпатов) и пространственной сопряженностью с фаунистически охарактеризованными вулканитами, относили к раннедевонскому вулканоплутоническому бреневскому комплексу, противопоставляя их существенно плагиоклазовым гранитоидам раннепалеозойского таннуольского комплекса.

Детальное изучение петрографического состава пород северо-восточной части Бреневского массива и их геологических взаимоотношений с вулканогенными образованиями сайлыгской свиты нижнего девона (см. рис. 1) показало [1], что гранитоиды бреневского комплекса подразделяются на две разновозрастные группы: "довулканическую" (додевонскую) и "послевулканическую" (девонскую). Выделение двух разновозрастных ассоциаций в составе Бреневского массива имело важное региональное значение не только для Восточной Тывы, но и для АССО в целом, поскольку существенная часть "девонотипных" гранитоидных комплексов в этом регионе традиционно относилась к девонским образованиям из-за их состава и характерного облика, хотя данные о разновозрастности бреневского комплекса

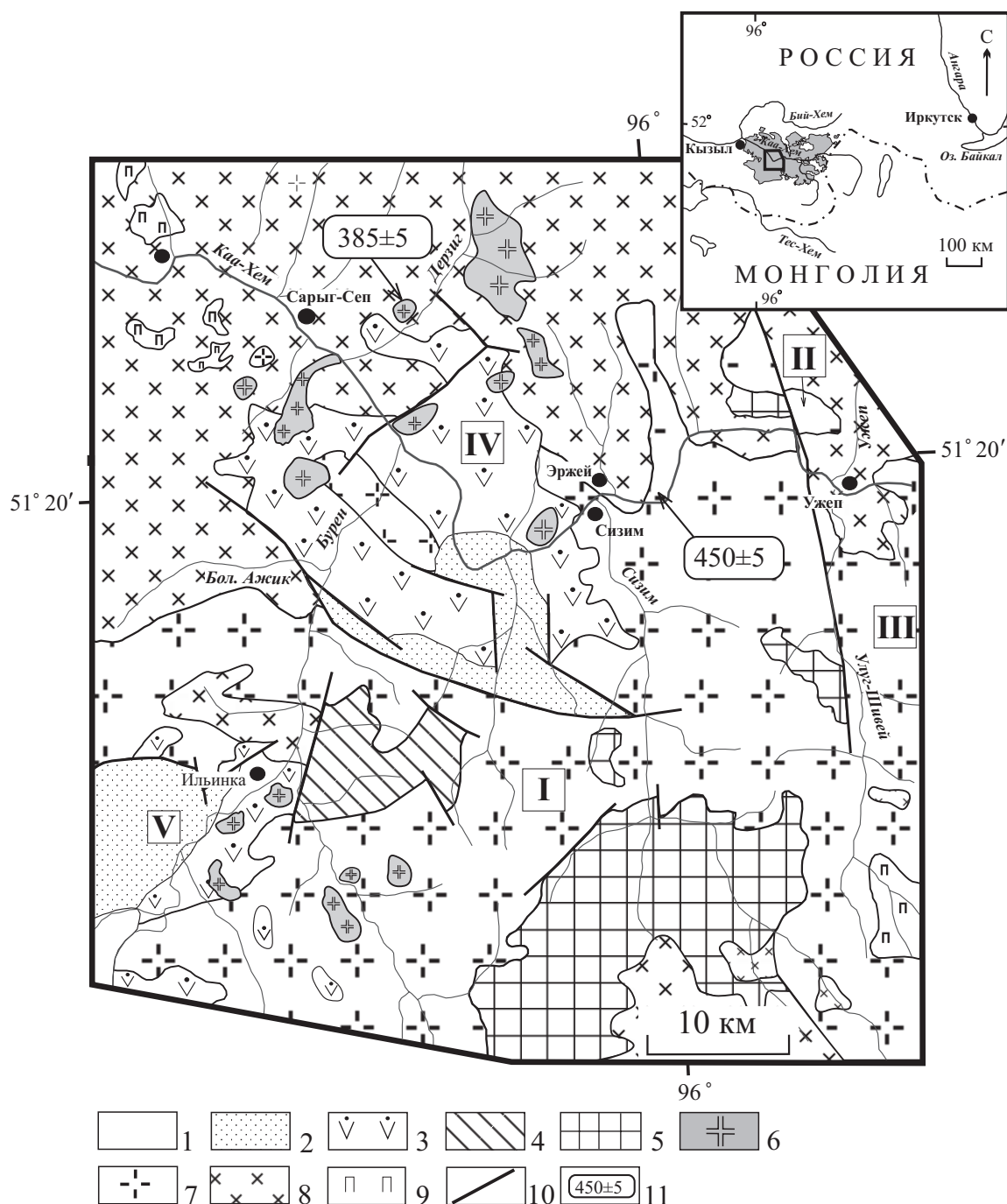


Рис. 1. Схема геологического строения Бренского массива и его обрамления. Составлена по материалам государственных геологических съемок, а также материалов [1, 11] с изменениями и дополнениями авторов: 1) рыхлые отложения, Q_{III-IV} ; 2) красноцветные отложения балгазинской свиты, D_3 ; 3) кварцевые и безкварцевые липаритовые и дацитовые плагиопорфиры, туфы, игнимбриды, андезитовые порфиры сайлыгской свиты, D_{1-2} ; 4) вулканогенные отложения тумайтайгской свиты, E_1 ; 5) вулканогенно-терригенно-карбонатные отложения Тувино-Монгольского массива, $V-E_1$; 6) "послевулканический" бренский граносиенит-гранит-лейкогранитный комплекс, D_1 ; 7) "довулканический" ("сархойский" тип) гранодиорит-граносиенит-гранитный комплекс, O_3 ; 8) тануольский диорит-тоналит-плагиогранитный комплекс, O_3 ; 9) мажалькский перидотит-пироксенит-габброноритовый комплекс, O_1 ; 10) тектонические нарушения; 11) места отбора проб и U-Pb изотопный возраст (млн лет) по циркону. Римскими цифрами в квадратах показаны: I) Бренский массив, II) Байбалыгский массив, III) Каргинский массив, IV) Бельбейская и V) Балгазинская мульды. На врезке, серым цветом показана площадь распространения гранитоидов Каахемского полихронного батолита. Жирной линией выделена область, где проводились исследования

и его аналогов в Восточном Саяне, включая K-Ar и U-Pb датировки, были известны и ранее [2–8].

Актуальна и корректировка представлений о масштабах девонского гранитоидного магматизма. В частности, после проведения П.Ф. Ковалевым геолого-съемочных работ масштаба 1:50 000 на других участках Бренского массива, а также Каргинского массива, расположенного восточнее, было установлено, что "довулканические" гранитоиды здесь существенно более развиты ($\geq 15\,000\text{ км}^2$), чем это представлялось ранее. В противоположность этому, площади распространения гранитоидов собственно бренского ("послевулканического") комплекса существенно сократились и сейчас оцениваются в первые сотни квадратных километров (см. рис. 1). При сопоставлении объемов ранне-среднепалеозойских гранитоидов в тех узлах, где их удавалось разделить по прямым или косвенным данным, показано, что большая часть гранитоидов, прежде считавшихся среднепалеозойскими, в действительности имеет более древний возраст.

По геологическим данным возраст формирования "довулканических" гранитоидов в Бренском массиве до сих пор рассматривается в интервале от ордовика до силура включительно, что подтверждается прямыми наблюдениями о прорывании гранитоидов таннуольского комплекса, имеющих возраст 451 ± 6 млн лет, U-Pb метод, циркон [9], а также наличие обломков "довулканических" гранитов среди вулканогенных отложений сайлыгской свиты нижнего девона [1, 8]. Возраст гранитоидов собственно бренского "послевулканического" комплекса принимался в интервале от нижнего до верхнего девона, поскольку они прорывают вулканогенные отложения сайлыгской свиты (D_1) и трансгрессивно перекрываются красноцветными отложениями балгазинской свиты (D_3) [1, 10]. Предшествующие U-Pb, Rb-Sr и K-Ar изотопные исследования, выполненные А.Г. Рублевым по гранитоидам Бренского массива (район горы Германская шапка) свидетельствуют о сильной нарушенности радиогенных систем. В первом приближении они позволили подтвердить наличие двух рубежей формирования гранитоидов с $T_1 \sim 495...435$ млн лет и $T_2 \sim 430...345$ млн лет.

Цель настоящей статьи – уточнить возраст формирования "довулканических" (додевонских) и "послевулканических" (девонских) гранитоидов Бренского массива с использованием U-Pb изотопного датирования по цирконам, выделенным из петрографически и геохимически однородных крупнообъемных проб ($> 20\text{ кг}$), которые в свою очередь "привязаны" к геологическим телам с достаточно ясной геологической позицией.

"Довулканические" гранитоиды ("сархойский" комплекс, по П.Ф. Ковалеву) представлены в составе Бренского, Каргинского, Байбалыгского и ряда других более мелких массивов, которые в совокупности образуют единый плутон с общей площадью более $\geq 15\,000\text{ км}^2$ (см. рис. 1). По масштабам своего развития они сопоставимы с гранитоидами танну-

ольского комплекса. По данным [1] они подразделяются на несколько петрографических типов: 1) гранодиориты, граносиениты, граниты и аплиты стародумовского типа (преобладающий тип), 2) граниты и лейкограниты эржейского типа и 3) граниты байбалыгского типа. Не останавливаясь на особенностях состава гранитоидов этих типов, отметим, что общими для них признаками являются крупно- и среднезернистое строение с порфировидными выделениями полевых шпатов, одинаковый набор породообразующих и акцессорных минералов. Средний минеральный состав: кварц – 25...35 %, калиевый полевой шпат (часто микропертит) – 15...35, плагиоклаз – 20...30, биотит – 2...4, роговая обманка – 1...2 (иногда до 7...10 % в сильно контаминированных разностях), сфен, апатит, циркон, ортит, магнетит, пирит. По петрогеохимическому составу "довулканические" гранитоиды относятся к породам известково-щелочного ряда повышенной калиевости. В ряду от гранодиоритов к лейкогранитам отмечается закономерное возрастание содержаний K_2O+Na_2O (6,5...8,4 мас. %) главным образом за счет увеличения содержаний K_2O (2,3...5,4 мас. %). Содержания Na_2O в породах, в отличие от K_2O , варьируют незначительно и уменьшаются по мере увеличения кремнекислотности от 4,2 до 3,0 мас. %. При этом Na_2O преобладает над K_2O и лишь в наиболее кислых разностях иногда отмечаются обратные соотношения. На диаграмме "Ab-An-Or" породы этого комплекса не обнаруживают закономерного тренда ("размытое" поле фигуративных точек, рис. 2), что согласуется с широкими вариациями их петрохимического состава, взаимосогласованного с количественными содержаниями породообразующих минералов, в первую очередь – полевых шпатов. Характерны широкие вариации содержаний Rb (40...190 г/т), Sr (130...710 г/т) и особенно Ba (380...2200 г/т) даже в пределах одной петрографической группы (интрузивной фазы). По содержанию редкоземельных элементов (РЗЭ) и нормированным по хондриту спектрам их распределения (рис. 3) они характеризуются преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми и наличием отрицательного минимума по Eu ($\Sigma PZ\text{Э} = 206...100\text{ г/т}$; $La/Yb_N = 12,6...7,7$; $Eu/Eu^*_N = 0,9...0,6$).

Сравнительный анализ "довулканических" гранитоидов и гранитоидов таннуольского комплекса показывает, что они существенно отличаются друг от друга. На диаграмме Ab-An-Or (см. рис. 2), фигуративные точки их составов отражают резко дискордантные эволюционные тренды, что свидетельствует о различной петрогенетической природе их формирования.

Для определения возраста "довулканических" гранитоидов была исследована монофракция циркона из порфировидных биотит-амфиболовых гранодиоритов (проба Д1019е), отобранная в северо-восточной части Бренского массива (район поселка Эржей, см. рис. 1). Монофракция циркона из пробы Д1019е представлена желтыми прозрачными и полупрозрачными короткопризматическими индивидами, которые по своим морфологическим и кри-

таллографическим особенностям указывают на его магматическую природу. Изотопные исследования были проведены по монофракции циркона с размером зерен $-100...+90$ мкм (фр. 1; см. табл.), в которой содержится некоторая примесь более древней компоненты. Она была удалена предварительным селективным растворением (фр. 2), после чего было получено конкордантное значение возраста 450 ± 5 млн лет (рис. 4). Учитывая магматическую природу исследованного циркона, изотопная дата 450 ± 5 млн лет принимается за возраст кристаллизации "довулканических" гранитоидов в Бренском массиве.

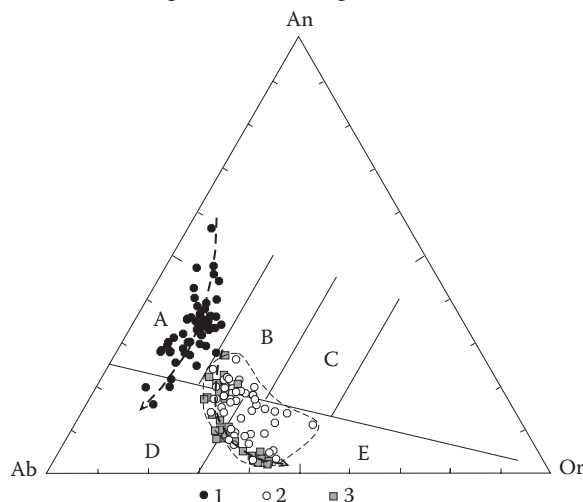


Рис. 2. Диаграмма "An-Ab-Or" для гранитоидов таннуольского, "довулканического" и "послевулканического" бренского комплексов.

На диаграмме показаны поля составов: A) тоналитов, B) гранодиоритов, C) адамеллитов, D) трондjemитов, E) гранитов. An — анортит, Ab — альбит, Or — ортоклаз

"Послевулканические" гранитоиды (собственно бренский комплекс) на современном эрозионном срезе (см. рис. 1), представлены в виде мелких изометричных или линейно вытянутых массивов. При картировании они были разделены на две интрузивные фазы, формирование которых проходило в гомодромной последовательности: 1 фаза — гранодиориты, порфировидные граниты, аляскиты, 2 фаза — гранит-порфиры. Жильные образования представлены микрогранитами, микрогранит-порфирами, гранофирами, риодацитовыми и риолитовыми порфирами, микрогранодиоритами и микрогранитами. По данным А.Е. Телешева [1] и П.Ф. Ковалева, аляскиты являются наиболее распространенной петрографической разновидностью (~50 %), гранодиориты и граниты менее распространены и составляют около 20 %. Породы второй интрузивной фазы составляют приблизительно 30 % от общей площади бренских гранитов. Минеральный состав главных петрографических разновидностей, %: *гранодиориты* — кварц (25...30), плагиоклаз (45...50), калиевый полевой шпат (15...20), биотит (2...4), амфибол (1...3), циркон, апатит, ортит, сфен, магнетит; *аляскиты* — кварц (30...35), плагиоклаз (15...20), калиевый полевой шпат (45...55), биотит (2...3), циркон, апатит, сфен, рутил, ортит, монацит, магнетит; *гранит-порфиры* — кварц (25...30), плагиоклаз (10...15), калиевый полевой шпат (40...45), биотит (1...3), амфибол (2...3), циркон, апатит, сфен, магнетит, ильменит. По петрогеохимическим особенностям интрузивные образования бренского комплекса относятся к гранитоидам известково-щелочного ряда повышенной калиевости. На диаграмме "Ab-An-Or" (см. рис. 2) фигуративные точки их составов образуют "жесткий" ортоклазовый тренд. По концентра-

Таблица. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов

N фр.	Размер фракции (мкм) и ее характери- стика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
			Pb	U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb ^a	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^b	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^b	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
Проба Д1019е, порфировидный биотит-амфиболовый гранодиорит ("довулканический" комплекс), Бренский массив													
1	-100...+90	2,0	33,18	383,16	826	0,082810	0,253562	0,07390	0,6674	0,65	459,87	519,18	789,46±6,5
2	-100...+90 (CP)	2,9			354	0,097330	0,313991	0,07207	0,5595	0,47	448,64	451,21	464,32±18
Проба Д515, среднезернистый биотит-амфиболовый гранодиорит, бренский ("послевулканический") комплекс													
3	-90...+60	2,2	37,20	595.31	1760	0,062461	0,108399	0,061700	0,4610	0,49	385,7	384,93	380,28±18
4	-100...+90	1,8	56,07	881,95	1670	0,066120	0,118600	0,061900	0,4906	0,48	387,21	405,3	509,72±17

Примечание. Выделение акцессорных цирконов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Изотопные анализы выполнены в ГЕОХИ РАН (г. Москва), аналитик — Т.И. Кирнозова, на одноколлекторном твердофазном масс-спектрометре TSN 206A фирмы Cameca. Изотопные исследования цирконов проводилось по методу [13]. Концентрация U и Pb определены методом изотопного разбавления с применением смешанного трассера $^{208}\text{Pb}+^{235}\text{U}$. Холостое загрязнение составило 0,1 нг Pb. Процедура предварительной селективной обработки (CP) циркона в $\text{HF}+\text{HNO}_3$ выполнялась при 150 °C в течении 8 ч для удаления метамиктных, наиболее нарушенных фаз [14]. После многократной промывки в 3N HCl остаток наиболее кристаллических фаз разлагался и анализировался по обычной методике. Изотопные возрасты рассчитаны по программе ISOPLOT [15]. Ошибки в U/Pb-отношениях составили 0,5 %. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [16]. Морфология кристаллов циркона изучалась на сканирующем электронном микроскопе АВТ-55 при ускоряющем напряжении 20 кВ в ИГД РАН (г. Санкт-Петербург), аналитик — Ю.В. Плотикина. Rho — коэффициент корреляции между ошибками определения отношений $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ и $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$. Привязка проб показана на рис. 1

ции редкоземельных элементов ($\Sigma \text{РЗЭ} = 132 \text{ г/т}$; $\text{La/Yb}_N = 11,7$; $\text{Eu/Eu}^*_N = 0,6$) и характеру кривых распределения РЗЭ гранитоиды бреньского комплекса попадают в поле составов "довулканических" гранитоидов (см. рис. 3).

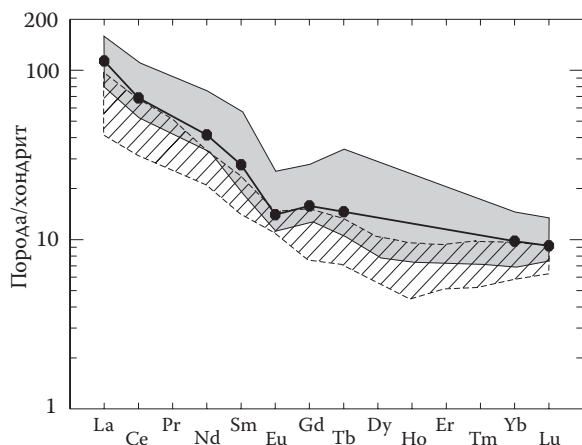


Рис. 3. Спектры распределения редкоземельных элементов для гранитоидов таннуольского (косая штриховка), "довулканического" (серый цвет) и "послевулканического" бреньского (жирная линия) комплексов.

Нормирование пород проводилось по хондриту [12]. Содержания петрогенных элементов, редких и редкоземельных элементов выполнены методом ИННА (АЦ ОИГТМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитики — С.Т. Шестель, В.С. Пархоменко) и методом (ICP-MS на установке "VG Plasmquad PQ-2" (ЦКП ИНЦ СО РАН, г. Иркутск, аналитики — С.В. Пантеева, В.В. Маркова). Автор проб А.Н. Дистанова (ИГ СО РАН, г. Новосибирск).

Для определения U-Pb изотопного возраста "послевулканических" гранитоидов исследована монофракция циркона из среднезернистых биотит-амфиболовых гранодиоритов (проба Д515), отобранных в небольшом штоке в правом борту р. Дерзиг (правый приток р. Каа-Хем, см. рис. 1). Циркон из пробы Д515 представлен идиоморфными короткопризма-

тическими кристаллами желтого и светло-желтого цветов с наличием в отдельных случаях зерен с корродированными поверхностями граней и "древних" ядер. U-Pb изотопные исследования были проведены по фракции циркона с размером зерен $-90...+60$ и $-100...+90$ мкм (фр. 3, 4; см. табл.). Для фракции циркона с размером зерен $-90...+60$ мкм (фр. 3, рис. 4) были получены конкордантные значения возраста 385 ± 5 млн лет, в то время как в более крупной фракции циркона (фр. 4; см. рис. 4) отмечается некоторая примесь более древней компоненты. Учитывая магматическую природу исследованного циркона, изотопная дата 385 ± 5 млн лет принимается за возраст кристаллизации гранодиоритов бреньского ("послевулканического") комплекса.

Основные выводы

1. U-Pb изотопным методом по циркону получены первые данные о времени формирования "довулканических" и "послевулканических" гранитоидов Бреньского массива. Установлено, что U-Pb изотопный возраст "довулканических" гранитоидов составляет 450 ± 5 млн лет (поздний ордовик), "послевулканических" — 385 ± 5 млн лет (ранний девон). U-Pb изотопные оценки возрастов полностью подтвердили ранее сделанные геологические выводы о резком разрыве в возрасте этих магматических образований.
2. Полученная U-Pb изотопная оценка возраста "довулканических" гранитоидов ("сархойский" комплекс, $T = 450 \pm 5$ млн лет) перекрывается в пределах аналитической ошибки с оценкой U-Pb изотопного возраста гранитоидов собственно таннуольского комплекса ($451 \pm 5,7$ млн лет [9]), несмотря на их резкое различие в составе, что может быть объяснено контрастной сменой магмообразующих источников в

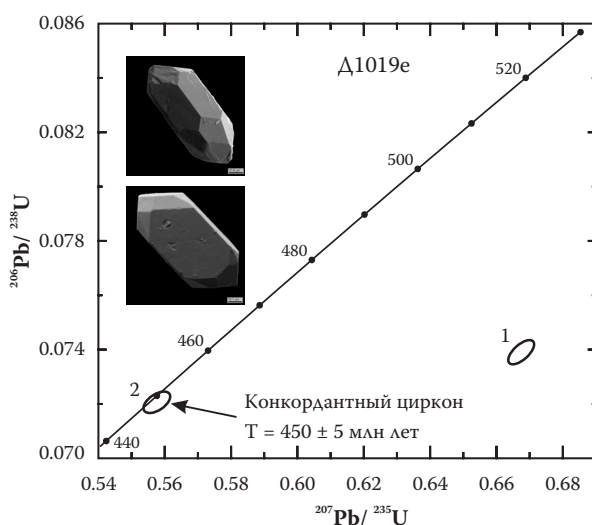
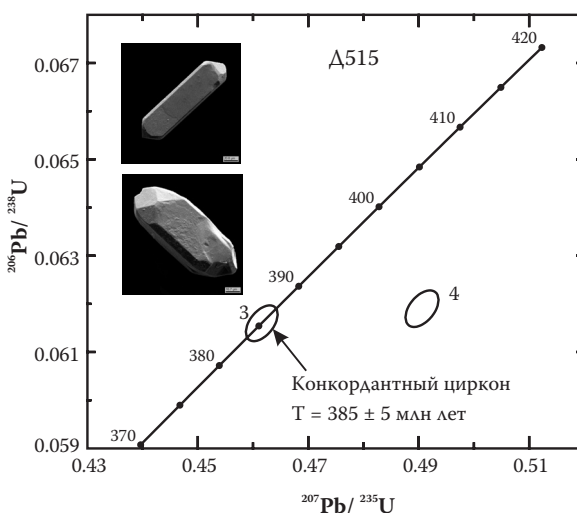


Рис. 4. U-Pb изотопная диаграмма с конкордией для цирконов из порфириовидных биотит-амфиболовых гранодиоритов "довулканического" (обр. Д1019е) и среднезернистых биотит-амфиболовых гранодиоритов "послевулканического" бреньского (обр. Д515) комплексов. 1—4 — см. таблицу. Показана также морфология кристаллов циркона, наиболее характерная для данных образцов. Привязку проб см. рис. 1



нижней коре и верхней мантии. Эта гипотеза еще требует дополнительных изотопно-геохимических подтверждений, однако уже сейчас очевидно, что таннуольский комплекс и "довулканические" гранитоиды "сархойского" типа, несмотря на близкий возраст их формирования, резко отличаются друг от друга как по вещественному составу, так и по формационной принадлежности.

Авторы благодарят А.Н. Дистанову, А.М. Сугоракону за предоставленные материалы и плодотворные дискуссии в ходе проведенных исследований, а также Т.И. Кирнозову, Ю.В. Плотикину, С.В. Пантееву и В.В. Маркову за проведенные аналитические исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 03-05-65081, 03-05-65099, 04-05-64443), Президиума СО РАН (интеграционный проект № 6.7.2) и Программы "Университеты России" (№ УР. 09.01.018).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Телешев А.Е. Взаимоотношения разновозрастных гранитоидов Бренского плутона с девонскими вулканическими комплексами Восточной Тувы // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. — Новосибирск: Наука, 1981. — С. 63—103.
2. Коваленко В.И., Пополитов Э.И. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитных пород Северо-Восточной Тувы. — М.: Наука, 1970. — 260 с.
3. Телешев А.Е., Поляков Г.В. Соотношение палеозойских гранитоидных комплексов правобережья рек Кызыл-Хем и Нижний Кадраус (Восточная Тува) // Гранитоидные комплексы Сибири. — Новосибирск: Наука, 1979. — С. 23—40.
4. Митрофанов Ф.П. Сопоставление нижнепалеозойских гранитоидов Восточной Тувы и восточной части Восточного Саяна // Вестник ЛГУ. — 1962. — № 6. — С. 46—56.
5. Митрофанов Ф.П., Кольцова Т.В. Возраст некоторых последокембрийских интрузивных пород Восточного Саяна // Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. — М.: Наука, 1965. — С. 142—148.
6. Шенкман Я.Д. К вопросу об интрузивных комплексах Восточной Тувы // Материалы по региональной геологии. — М.: Госгеолтехиздат, 1959. — С. 71—78.
7. Шенкман Я.Д. Гранитоидные интрузивные комплексы Восточной Тувы. — М.: Недра, 1980. — 133 с.
8. Телешев А.Е. Возраст палеозойских гранитоидных ассоциаций Восточной Тувы и Восточного Саяна // Плутонические формации Тувы и их рудоносность. — Новосибирск: Наука, 1984. — С. 150—163.
9. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И. и др. Возраст постколлизийного магматизма каледонид Центральной Азии (на примере Тувы) // Доклады РАН. — 1998. — Т. 360. — № 4. — С. 514—517.
10. Агентов В.Б., Агентова В.В., Семенова О.А. Силурийские и нижнедевонские отложения бассейна р. Дерзига в Восточной Туве // Материалы по региональной геологии. — М.: Госгеолтехиздат, 1959. — С. 44—50.
11. Дистанова А.Н. Строение плутонов и особенности состава раннепалеозойских гранитоидов Каахемского района Восточной Тувы // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. — Новосибирск: Наука, 1981. — С. 24—62.
12. Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry. — Amsterdam: Elsevier, 1984. — P. 63—114.
13. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. — 1973. — V. 37. — P. 485—494.
14. Mattinson J.M. A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques // Contrib. Miner. Petrol. — 1994. — V. 116. — P. 117—129.
15. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept., 88—542. — 1991. — 35 p.
16. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. — 1975. — V. 26. — P. 207—221.

УДК 550.42:57.4 (571.1)

ИОННЫЙ СТОК СРЕДНЕЙ ОБИ И ЕЕ КРУПНЫХ ПРИТОКОВ

О.Г. Савичев

Томский политехнический университет
E-mail: OSavichev@mail.ru

Проведены исследования изменений суммарного и подземного водного и ионного стоков р. Оби и ее крупных притоков за последние 50—70 лет. Получена оценка нормы ионного стока ряда крупных рек обского бассейна, сформировавшейся в 1970—2000-е гг. Для Средней Оби суммарный ионный сток составляет 17...24 млн т/год, из которых 8...12 млн т/год приходится на подземную составляющую. Выявлено увеличение подземного водного и ионного стоков крупных притоков Оби в 1960—1970-е гг. Установлено, что по мере возрастания заболоченности речных водосборов и доли верховых болот с юга на север повышается роль подземного выноса главных ионов — от 25 % годового стока в нижнем течении р. Томи до 70...80 % в равнинной части бассейна Средней Оби.

Введение

Ионный сток служит важной характеристикой водосборных бассейнов, а знание общих закономерностей его изменения является необходимым

условием выявления механизмов и масштабов взаимодействия между компонентами природной среды и объективной оценки геоэкологического состояния территорий [1, 2]. С учетом этого, определе-