

ВОЗРАСТ КАРБОНАТИТОВ И БАЗИТОВ (SHRIMP-II И Rb-Sr МЕТОДЫ) ОШУРКОВСКОГО АПАТИТОНОСНОГО МАССИВА (*Западное Забайкалье*)

Г.С. Рипп, А.Г. Дорошкевич, В.Ф. Посохов, И.А. Избродин, Д.Л. Конопелько*, С.А. Сергеев**

Геологический институт СО РАН. 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Россия

** Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9, Россия*

*** Центр изотопных исследований, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, 199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия*

Представлены результаты геохронологического изучения силикатных и эндогенных карбонатных пород, распространенных на площади Ошурковского апатитоносного массива. Они включают данные по изохронному Rb-Sr и U-Pb возрасту габброидов и карбонатитов.

Полученная U-Pb датировка карбонатитов (126.55 ± 0.85 млн лет) аналогична возрасту других проявлений карбонатитов Юго-Западного Забайкалья, а близость его к возрасту габброидов (125.4 ± 2 млн лет), слагающих большую часть плутона, является предпосылкой для обоснования комагматичности этих пород.

Геохронология, возраст, карбонатиты, габброиды.

THE AGE OF CARBONATITES AND MAFIC ROCKS (SHRIMP-II AND Rb-Sr DATING) FROM THE OSHURKOVO APATITE-BEARING PLUTON (*western Transbaikalia*)

G.S. Ripp, A.G. Doroshkevich, V.F. Posokhov, I.A. Izbrodin, D.L. Konopel'ko, and S.A. Sergeev

The paper presents geochronological data on silicate and endogenic carbonate rocks from the Oshurkovo apatite-bearing pluton, namely, the U-Pb and Rb-Sr isochron age of gabbros and carbonatites.

The U-Pb age of the carbonatites from this pluton (126.55 ± 0.85 Ma) is close to that of other carbonatite occurrences in southwestern Transbaikalia. Also, its similarity to the age of the gabbro (125.4 ± 2 Ma), which makes up the bulk of the pluton, suggests that these rocks are comagmatic.

Geochronology, age, carbonatites, gabbros

ОБЗОР ПРОБЛЕМЫ И ЦЕЛЬ ИССЛЕДОВАНИЯ

Одной из особенностей Юго-Западного Забайкалья является присутствие на его площади карбонатитов, сопровождающих позднемезозойский этап внутриплитного рифтогенеза. К их числу относятся и карбонатные жилы, распространенные в контурах Ошурковского массива. Проведенное ранее определение показало, что их возраст (118 млн лет, Rb-Sr) существенно моложе других проявлений карбонатитов (126—130 млн лет, Rb-Sr и U-Pb) в пределах Западно-Забайкальской карбонатитовой провинции [Рипп и др., 2000, 2009], что послужило одной из причин их повторного геохронологического изучения.

Другой причиной проводимых исследований была необходимость оценки комагматичности силикатных и карбонатных пород. К настоящему времени связь между этими породами обоснована только на одном из проявлений (Халютинском), расположенном в 15 км от Ошурковского, где шонкиниты и щелочные сиениты имеют близкие с карбонатитами возраст, геохимические и изотопно-геохимические особенности [Doroshkevich et al., 2010].

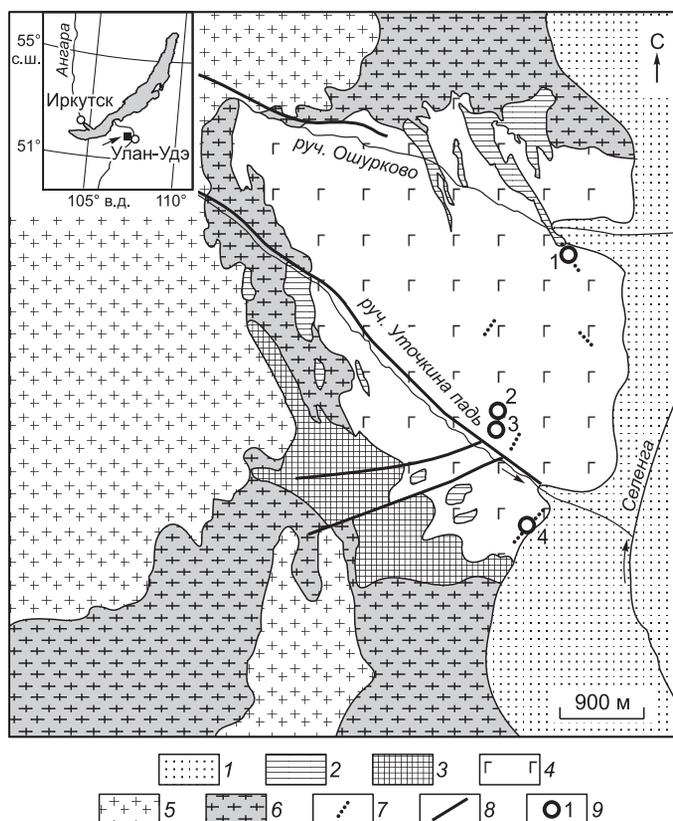
О связи эндогенной карбонатной минерализации с габброидами Ошурковского плутона ранее высказывались Г.М. Яценко [1982] и Л.Г. Кузнецова с соавторами [1995]. Первым и наиболее важным признаком такой связи должны быть близкие значения возраста силикатных пород и карбонатитов. Предпринятое геохронологическое исследование весьма важно еще и потому, что в Юго-Западном Забайкалье известно несколько массивов, подобных Ошурковскому, которые могли продуцировать карбонатный расплав.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАССИВА

Ошурковский плутон относится к одному из интересных геологических образований Восточной Сибири. Он расположен в 20 км от г. Улан-Удэ, занимает площадь несколько более 12 км² и резко дискордантен к вмещающим гнейсам и гнейсовидным гранитам (рис. 1). Высокая концентрация апатита определила его промышленную значимость. Массив является пока единственным в Юго-Западном За-

Рис. 1. Схема геологического строения площади Ошурковского месторождения и участки проведения геохронологического изучения.

1 — современные рыхлые отложения, 2 — сиениты, комагматичные габброидам, 3 — щелочно-полевошпатовые сиениты, 4 — щелочные габбро, 5 — гнейсовидные граниты, 6 — гнейсы, 7 — жилы карбонатитов, 8 — разрывные нарушения, 9 — участки отбора проб для геохронологических исследований и номер точки. Привязка точек: 1 — карбонатит (жила № 3) 51°56'44.8" с.ш., 107°28'53.5" в.д., $H = 529$ м; 2 — мезократовое габбро 51°56'43" с.ш., 107°27'53" в.д.; $H = 587$ м; 3 — меланократовое габбро 51°56'17.2" с.ш., 107°28'23.6" в.д., $H = 506$ м; 4 — карбонатит (жила № 1) 51°56'43.6" с.ш., 107°28'26.1" в.д., $H = 510$ м.



байкалье, для которого получены поздне-мезозойские датировки. Другие известные поздне-мезозойские интрузивные базиты представлены только дайками.

Неординарный петрохимический состав пород вызвал неоднозначность оценки их формационной принадлежности. Присутствие среднего плагиоклаза (андезина) подвигнуло некоторых исследователей отнести их к диоритам [Андреев и др., 1972; Кузнецов, 1980], а повышенная щелочность — к габбро-монцит-диоритовой [Поляков и др., 1980] и монцодиорит-сиенитовой [Litvinovsky et al., 2002] сериям. Другими исследователями, исходя из петрохимического состава, породы отнесены к базитам, габбро-диоритовым [Костромин, Ковальский, 1966; Смирнов, 1971], габбро-ультрабазитовым [Кузнецова и др., 1995], ультраосновным щелочным [Яценко, 1982] комплексам. Согласно Б.А. Литвиновскому [Литвиновский и др., 1998а], мафические породы не имеют четких геологических границ и представляют собой кумулятивные образования.

Около 70 % объема плутона сложено щелочными габбро, остальная — сиенитами [Litvinovsky et al., 2002]. Главной причиной дифференцированности массива является фракционная кристаллизация, обусловившая, по [Литвиновский и др., 1998б], появление сиенитов на поздних стадиях. Другими исследователями образование сиенитов связывается с метасоматическими [Кузнецов, 1980] и ассимиляционными [Смирнов, 1971] процессами.

По содержанию темноцветных минералов среди габброидов выделены мелано-, мезо- и лейкократовые разности, имеющие как резкие, так и постепенные переходы между собой. Среди них встречаются шпиры и жилы габбро-пегматитов.

Габброиды состоят из варьирующих количеств плагиоклаза, амфибола, биотита, клинопироксена, апатита, калиевого и калиево-натриевого полевого шпата. Темноцветные минералы представлены в основном амфиболом и биотитом. Ведущую роль в них играет роговая обманка. Количество пироксена обычно не превышает 5—7 %. Он представлен диопсид-авгитом, содержащим до 10—15 % эгиринового минала. Для биотита, относящегося к флогопит-аннитовому ряду, характерна повышенная титанистость (до 4—5 мас.% TiO_2) и магнезиальность (до 1.8 ф.е. Mg). В числе постоянно присутствующих отмечаются титанит, ильменит и высокотитанистый (до 12 мас.% TiO_2) магнетит.

Щелочно-полевошпатовые сиениты одними исследователями [Литвиновский и др., 1998б] считаются комагматичными с габброидами, другими [Костромин и др., 1966; Андреев и др., 1972] — не имеющими генетической связи с последними.

Массив все еще остается недостаточно изученным. Это касается его геохимических и в том числе изотопно-геохимических особенностей, условий образования и достоверности возраста. Эндеогенные карбонатные породы, присутствующие на площади массива, представлены маломощными (до 0.6—1.0 м) разноориентированными жилами, прослеживающимися по простиранию до 100 м [Рипп и др., 2000]. Это мелко- и среднезернистые кальцитовые породы с полосчатостью конформной ориентировки жил. Контакты их с вмещающими породами резкие, часто сорваны и тектонизированы, сами тела участками дроблены. Зальбанды жил обычно оторочены флогопитом и обогащены магнетитом. В породах

присутствуют также апатит, высокостронциевый барит, акцессорные количества монацита, циркона, алланита. Магнетит содержит магний (1.4—1.75 мас.% MgO), пластинки ильменита, являющегося продуктом распада твердого раствора. Изотопный состав кислорода в минералах (силикаты, апатит, магнетит, карбонаты) ложится в поле, характерное для магматических карбонатитов, а температуры образования, определенные по изотопно-кислородным термометрам, составили для пар магнетит—флогопит 932—946 °С и магнетит—кальцит 625 °С.

В некоторых жилах отмечены более поздние окварцевание и рекристаллизация кальцита. В преобразованных кальцитах резко понизилось содержание стронция (с 1.5—2 до менее 0.1 мас.% SrO).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Определения Rb-Sr возраста выполнены В.Ф. Посоховым (Геологический институт СО РАН). Анализы проводились на масс-спектрометрах МИ-1201 Т (ГИН СО РАН) и Finnigan MAT-262 (Байкальский аналитический центр коллективного пользования, г. Иркутск). Состав стронция и его концентрации устанавливались методом двойного изотопного разбавления, а содержание Rb — простым изотопным разбавлением. Для контроля измерений состава Sr использовались стандарты ВНИИМ и NBS-987, по которым получены $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70798 \pm 0.00008$ и 0.71026 ± 0.00001 . Погрешности определения отношений с учетом параллельных измерений для $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ составили не более 0.05 и 1 % (2 σ) соответственно. Расчет возраста выполнялся по общепринятой программе ISOPLOT. Ввиду низких значений Rb/Sr в большинстве валовых проб использовались выборки определения возраста по схеме вал—минерал.

Первичные изотопные стронциевые отношения определялись в таких «безрубидиевых» минералах, как кальцит, апатит, барит, в которых рубидий либо отсутствовал, либо содержание его не превышало первых единиц г/т.

U-Pb датирование циркона осуществлено на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Был препарирован циркон из мезократового, меланократового габбро и карбонатита (см. рис. 1, точки 1, 2, 3). Отобранные кристаллы были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91500. Для выбора точек локального анализа использовались оптические, BSE и катодолюминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Измерения U-Pb отношений проводились по методике, описанной в работе [Williams, 1998]. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр кратера пробоотбора составлял 25 мкм при глубине до 5 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с помощью программы SQUID [Ludwig, 2000]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн лет [Black et al., 2003]. Погрешности единичных анализов приводятся на уровне 1 σ , а вычисленных конкордантных возрастов — на уровне 2 σ . Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999].

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

Геохронологическое изучение Ошурковского массива проводила большая группа исследователей. При этом все известные нам определения проведены K-Ar и Rb-Sr методами. Возраст базитов приведен в работах [Кузнецов, 1980; Литвиновский и др., 1998б; Litvinovsky et al., 2002], габбро-пегматитов [Яценко, Росихина, 1974; Шадаев и др., 2001], гранитных пегматитов [Шадаев и др., 2001], а карбонатитов — авторов статьи [Рипп и др., 2009]. Результаты этих исследований представлены в табл. 1.

K-Ar датировки пород Ошурковского плутона лежат в интервале 115—149 млн лет [Кузнецов, 1980]. При этом наибольшие значения получены по роговой обманке [144—149 млн лет], моложе — по биотиту (115—127 млн лет). Rb-Sr методом [Литвиновский и др., 1998; Litvinovsky et al., 2002] возраст габбро и монцодиорита составил 108 ± 9 и 126 ± 4 млн лет, а мафического кумулата — 135 ± 5 млн лет. Возраст габбро-пегматита из этого массива, по [Яценко, Росихина, 1974], составляет 80 (K-Ar) и 122 ± 9 млн лет (Rb-Sr), по [Шадаев и др., 2001], а гранитных пегматитов, прорывающих массив, 113—128 млн лет [Шадаев и др., 2001].

Возраст карбонатитов (см. рис. 1, т. 4), полученный Rb-Sr методом, оказался заметно моложе, чем значения других проявлений карбонатитов Юго-Западного Забайкалья (соответственно 118 и 126—130 млн лет) [Рипп и др., 2009]. Это послужило основанием для их повторного изучения, которое включало помимо Rb-Sr также и U-Pb датирование. Изучены две жилы (см. рис. 1, т. 1 и 4), Rb-Sr характеристика которых дана в табл. 2. Изохронный возраст их оказался идентичным ранее определенному и составил 118 ± 11 млн лет для жилы в точке 4 и 120 ± 9 млн лет для жилы в точке 1. Первичные отношения стронция в них (I_{Sr}) равны соответственно 0.7054 ± 0.0002 и 0.7053 ± 0.0002 .

Таблица 1. Результаты геохронологического изучения пород на площади Ошурковского массива

Порода	Минерал	Метод анализа	Возраст	Источник
Диорит роговообманковый	Hrb	K-Ar	149	[Кузнецов, 1980]
»	Hrb	»	144 ± 10	»
»	Биотит	»	127	»
»	»	»	124	»
»	»	»	115 ± 5	»
Габбро	—	Rb-Sr	108 ± 9	[Литвиновский и др., 1998]
Монцодиорит	—	»	126 ± 4	[Litvinovsky et al., 2002]
Кумулат мафический	—	Rb-	135 ± 5	»
Габбро-пегматит	Hrb	K-Ar	80	[Яценко и др., 1974]
»	—	Rb-Sr	122 ± 9	[Шадаев и др., 2001]
Габбро мезократовое (т. 2)	Циркон I	U-Pb	121.8 ± 3.9	Наши данные
»	Циркон II	»	280.6 ± 2.7	»
Габбро меланократовое (т. 3)	Циркон I	»	125.4 ± 2	»
»	Циркон II	»	273 ± 3.7	»
Карбонатит (т. 1)	—	Rb-Sr	120 ± 9	»
»	Циркон	U-Pb	126.64 ± 0.85	»
Карбонатит (т. 4)	—	Rb-Sr	118 ± 11	»
Гранитный пегматит	—	»	119 ± 2.4	[Шадаев и др., 2001]
»	—	»	121 ± 2.4	»
»	—	»	113 ± 2	»
Биотитовый гнейс	—	»	117 ± 5	Наши данные

Примечание. Названия пород даны по авторам анализов. Hrb — роговая обманка.

Таблица 2. Rb-Sr характеристика карбонатитов Ошурковского месторождения

Номер пробы	Анализируемый материал	Содержание, г/т		$^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
		Rb	Sr		
Точка 4 (жила № 1)					
O-12	Вал	6.97	2652	0.0665	0.70545
O-5к	Кальцит	1.50	4524	0.00096	0.70578
O-5а	»	1.2	10874	0.00032	0.70548
O-5б	Барит	0.8	15805	0.00015	0.70546
O-5f	Флогопит	179.2	290	1.792	0.70819
O-5f	»	173.6	230	2.180	0.70924
O-5в	»	212.1	213.4	2.896	0.71002
Точка 1 (жила № 3)					
Ош-8/07	Флогопит	312.7	277.8	3.256	0.71092
Ош-8а/07	Калиевый полевой шпат	3.71	3171.7	0.0033	0.70534
Ош-8б/07	Кальцит	2.5	11797.8	0.0006	0.70536

Примечание. По точке 4: возраст 118 ± 11 млн лет, $I_{\text{Sr}} = 0.7054 \pm 0.0002$, СКВО = 0.96. По точке 1: возраст 120 ± 9 млн лет, $I_{\text{Sr}} = 0.7053 \pm 0.0002$, СКВО = 0.0097.

U-Pb датирование (SHRIMP-II) проведено по циркону (см. рис. 1, т. 1). Этот минерал приурочен к агрегату кальцита с вкрапленностью флогопита, магнетита, слагает кристаллы размером до 0.7 см. Длинные оси последних ориентированы перпендикулярно контакту. В минерале присутствует 0.5—1.0 мас.% HfO_2 , катодоллюминесценцией в минерале выявлена тонкая ритмичная кристаллизационная зональность (рис. 2, а), типичная для цирконов магматического происхождения, реликтов ядер и явных следов вторичных метасоматических изменений не обнаружено. Соответственно, для них нехарактерны вторичные каймы обрастания и перекристаллизация. В кристаллах отсутствуют и механические нарушения. В целом цирконы имеют невысокие концентрации U и Th при $\text{Th}/\text{U} = 0.33$ (табл. 3).

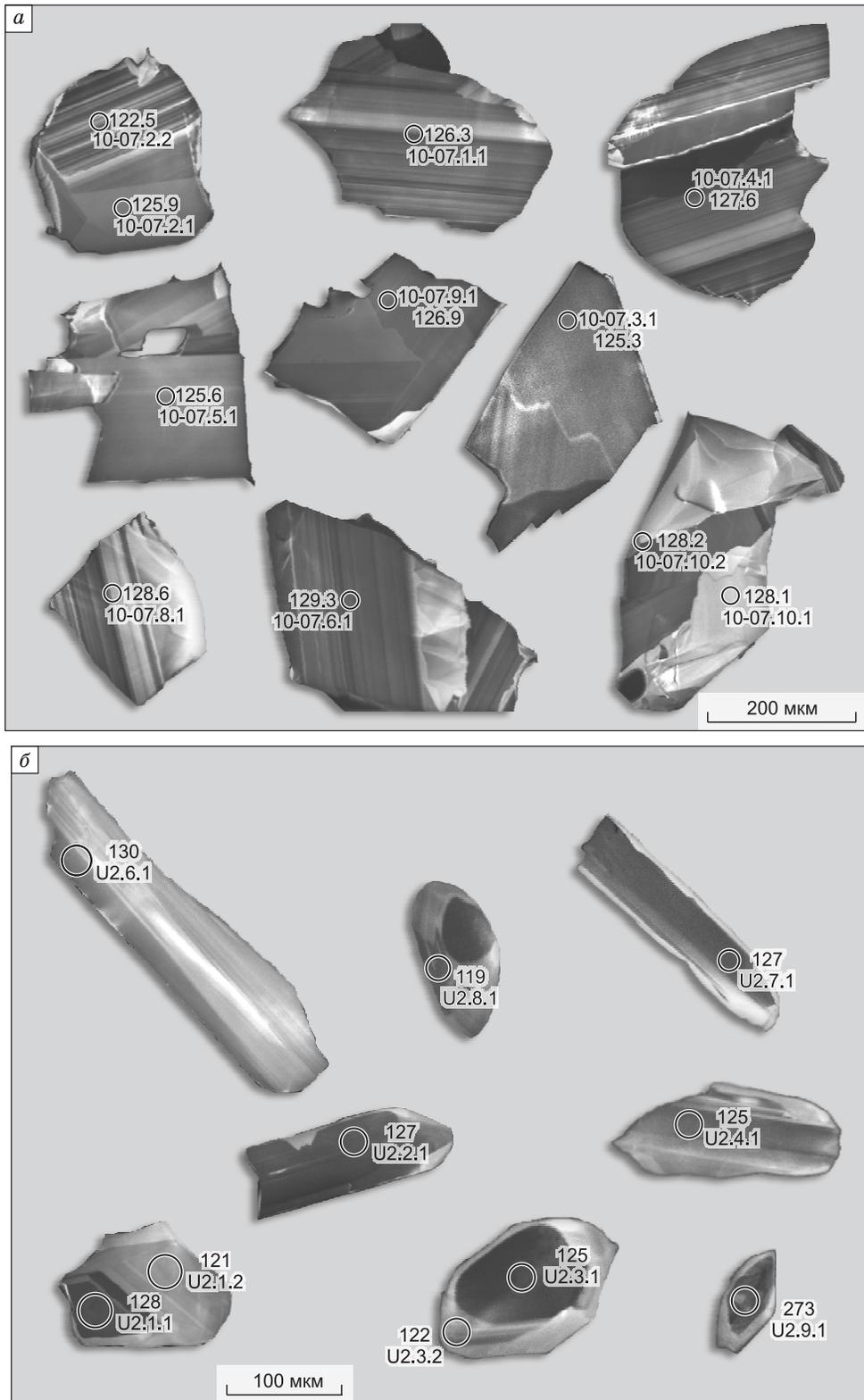


Рис. 2. Катодолюминесцентное изображение зерен циркона из карбонатитов (а) и габброидов (б) Ошурковского массива.

Показано положение точек датирования и значение возраста (млн лет). Точки анализа соответствуют табл. 3 и 5.

Таблица 3. Результаты U-Pb (SHRIMP-II) изучения цирконов из карбонатов Ошурковского массива

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}_e$ %	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/\text{г/г}$	Возраст, млн лет		$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	(1)	$\pm\%$	Коррекция ошибок
						(1)	(1)													
1.1	0.20	556	294	0.55	9.46	126.3	± 1.3	50.43	1.1	0.0513	2.5	50.53	1.1	0.0498	3.7	0.1358	3.9	0.01979	1.1	0.280
2.1	0.29	375	113	0.31	6.37	125.9	± 1.5	50.55	1.2	0.0526	4.9	50.7	1.2	0.0502	6.4	0.1366	6.5	0.01972	1.2	0.185
2.2	0.41	396	143	0.37	6.55	122.5	± 1.3	51.92	1	0.05	2.1	52.13	1.1	0.0467	5.4	0.1236	5.5	0.01918	1.1	0.193
3.1	0.55	428	125	0.30	7.26	125.3	± 1.6	50.65	1.1	0.0514	2.4	50.93	1.2	0.0471	9.3	0.127	9.3	0.01963	1.2	0.134
4.1	0.36	488	113	0.24	8.42	127.6	± 1.5	49.82	1.1	0.0529	2.6	50.01	1.2	0.05	6.4	0.1378	6.5	0.02	1.2	0.179
5.1	0.43	476	109	0.24	8.09	125.6	± 1.5	50.61	1.1	0.0517	2.4	50.83	1.2	0.0482	7.6	0.131	7.7	0.01967	1.2	0.157
6.1	0.27	453	243	0.55	7.9	129.3	± 1.4	49.24	1.1	0.0517	2.3	49.37	1.1	0.0495	3.8	0.1384	4	0.02025	1.1	0.281
7.1	0.21	636	188	0.30	10.8	125.7	± 1.4	50.7	1.1	0.04928	2	50.8	1.1	0.0476	3.1	0.1292	3.3	0.01968	1.1	0.333
8.1	0.32	628	218	0.36	10.9	128.6	± 1.4	49.47	1	0.05104	1.9	49.62	1.1	0.0485	5.2	0.1347	5.3	0.02015	1.1	0.202
9.1	0.19	441	108	0.25	7.55	126.9	± 1.5	50.19	1.2	0.0518	2.3	50.28	1.2	0.0503	3.8	0.1379	4	0.01989	1.2	0.307
10.1	1.39	123	23	0.19	2.15	128.1	± 2.3	49.13	1.5	0.0541	4.2	49.82	1.8	0.043	2.1	0.119	2.1	0.02007	1.8	0.089
10.2	0.21	493	164	0.34	8.52	128.2	± 1.3	49.7	1	0.0504	2.2	49.8	1	0.0488	4.1	0.135	4.2	0.02008	1	0.246

Примечание. Pb_e и Pb^* — доля обыкновенного и радиогенного свинца соответственно. (1) — обыкновенный Pb исправлен на измеренный ^{204}Pb . Ошибка в калибровке стандарта составляет 0.62 %.

Было проанализировано 10 зерен в 12 точках (см. табл. 3, рис. 2, а). На графике с конкордией все полученные значения образуют компактный конкордантный кластер (см. рис. 3, а) с возрастом 126.64 ± 0.85 млн лет ($\text{СКВО} = 0.055$), который принят в качестве времени образования карбонатитов. Он заметно древнее имеющихся Rb-Sr датировок и совпал с возрастом других проявлений карбонатитов Юго-Западного Забайкалья (Халютинского, Аршанского, Южного), определенным как Rb-Sr, так и U-Pb методами [Рипп и др., 2009].

В связи с большой вариацией значений возраста силикатных пород, полученных предшествующими исследователями (см. табл. 1), нами проведено геохронологическое (U-Pb, SHRIMP-II) изучение циркона на двух участках. Химический состав пород, из которых отобраны пробы циркона, приведен в табл. 4.

Проба первого участка (т. 2) представлена мезократовым, вторая (т. 3) — меланократовым габбро. В первом случае проанализировано 10 зерен. Среди полученных значений выделились две группы, семь определений легли в интервал 116.3—128.3 млн лет (рис. 4, а), три показали возраст 274.7—284.2 млн лет (табл. 5). Цирконы первой группы характеризуются повышенной гетерогенностью содержания U и Th при среднем отношении $\text{Th}/\text{U} = 0.61$. По второй группе с конкордантным возрастом 280.6 ± 2.7 млн лет (см. рис. 4, б) мы пока не можем дать удовлетворительного объяснения. Они характеризуются весьма неоднородным содержанием U и Th (см. табл. 5, зерна 7-1, 8-1, 9-1). Можно полагать, что источником этого циркона явились ксенолиты вмещающих гнейсовидных гранитов, возраст которых (245—347 млн лет), по данным геолого-съёмочных работ (Rb-Sr определения), близок к полученным значениям.

В связи с неоднозначностью полученных данных нами проведен анализ цирконов из габбро, отобранного на другом участке (т. 3). Проанализированный циркон представлен мелкими бесцветными, слегка желтоватыми удлинёнными зёрнами и их сростками размером 100—300 мкм. Он включен в темноцветные минералы (биотит, амфибол), встречается в сростках с полевыми шпатами. При катодоллюминесцентном изучении в них отмечается неоднородность в строении зерен (см. рис. 2, б). Участки начального роста (центральная часть зерен) имеют обычно темную окраску, содержат повышенные количества урана и тория, обусловившие подавление катодоллюминесцентного

Таблица 4. Химический состав пород (мас.%), для которых проведены геохронологические исследования

Компонент	Карбонатит		Щелочное габбро	
	т. 4*	т. 1	т. 2	т. 3
SiO ₂	22.70	9.60	47.35	43.22
TiO ₂	0.85	0.06	2.76	3.10
Al ₂ O ₃	6.80	0.19	15.45	13.80
Fe ₂ O ₃	8.00	0.31	4.41	3.98
FeO	2.60	0.43	4.06	6.68
MnO	0.23	0.16	0.08	0.08
MgO	0.72	0.42	4.50	6.89
CaO	28.90	36.80	7.65	10.97
Na ₂ O	2.38	—	3.80	3.41
K ₂ O	2.54	0.09	3.09	2.01
P ₂ O ₅	0.88	0.10	2.48	3.34
SrO	—	0.59	0.71	0.42
BaO	1.25	14.00	0.58	0.31
CO ₂	19.45	29.06	0.22	0.33
SO ₃	0.68	6.75	<0.1	<0.1
F	0.11	0.14	0.47	0.57
П.п.п.	Не опр.	Не опр.	3.38	1.68
Сумма	98.09	98.70	100.99	100.79

* Проанализирована контактовая зона карбонатитового тела, обогащенная КПШ и магнитом.

свечения. В большинстве зерен фиксируется преобладание содержаний тория над ураном. В периферийных зонах, имеющих более светлую окраску и более низкие концентрации урана и тория, просматривается ритмичная зональность, характерная для магматических цирконов. В ряде зерен присутствует светлая кайма, образовавшаяся на более поздней стадии.

Результаты датирования представлены в табл. 5 и на рис. 2, б, 3, б. Всего выполнено 10 анализов в восьми зернах. Как и в случае с карбонатитами полученные значения ложатся на конкордию и образуют компактный кластер. В девяти пробах значения возраста легли в интервал 119—130 млн лет при среднем значении 125.4 ± 2 млн лет. Гетерогенность внутреннего строения, а также их химического состава не сказались на аналитически значимые различия в возрасте фаз, хотя светлые зоны, слагающие периферийные участки зерен, имеют несколько меньшие значения. Во всех образцах зерна с гомогенным и

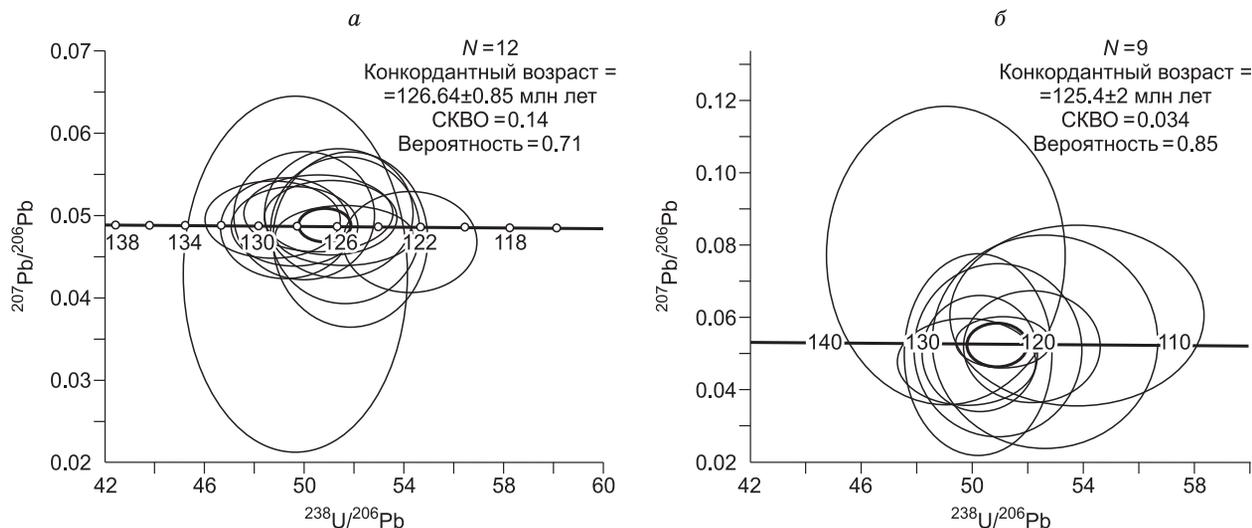


Рис. 3. График в координатах Тера-Вассербурга для цирконов из кальцитового карбонатита (а) и меланократового габбро (б) Ошурковского массива.

Таблица 5. Результаты U-Rb (SHRIMP-II) изучения цирконов из габбро Ошурковского массива

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}_e$, %	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	Возраст, млн лет	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	(1)	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	(1)	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	(1)	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	Коррекция ошибок

Мезократового габбро (т. 2, см. рис. 1)

1.10.1	3.64	35	6	0.18	0.583	120.7 ± 4.8	51	3.3	0.068	9	52.9	4	0.039	49	0.101	49	0.0189	4	0.082
1.4.1	1.70	126	118	0.97	2.04	118.3 ± 2.8	53.1	2.2	0.0577	5.2	54	2.4	0.0442	19	0.113	19	0.01853	2.4	0.129
1.2.1	2.55	122	36	0.30	2.17	128.3 ± 3.7	48.5	2.6	0.0629	6.7	49.7	2.9	0.043	27	0.118	27	0.0201	2.9	0.107
1.11.1	1.35	243	142	0.60	4.14	124.7 ± 2.6	50.52	1.9	0.055	3.8	51.2	2.1	0.0443	17	0.119	17	0.01953	2.1	0.124
1.6.1	0.91	237	158	0.69	3.75	116.3 ± 2.3	54.4	1.9	0.0562	3.9	54.9	2	0.049	11	0.123	11	0.01821	2	0.185
1.3.1	0.15	516	107	0.21	8.45	121.5 ± 2.1	52.47	1.7	0.0506	2.7	52.54	1.7	0.0495	3.7	0.1298	4.1	0.01903	1.7	0.423
1.5.1	0.72	92	46	0.52	1.53	123.1 ± 4.2	51.5	3.5	0.0564	6.3	51.9	3.5	0.0506	9.6	0.135	10	0.01927	3.5	0.341
1.8.1	0.47	568	523	0.95	21.3	274.7 ± 4.4	22.86	1.6	0.05522	1.7	22.97	1.6	0.0515	3.4	0.309	3.8	0.04354	1.6	0.432
1.7.1	0.23	4385	1462	0.34	170	284.2 ± 4.3	22.14	1.6	0.05416	0.59	22.19	1.6	0.05233	0.98	0.3252	1.8	0.04507	1.6	0.846
1.9.1	0.83	121	48	0.41	4.71	282.9 ± 5.7	22.11	1.9	0.0597	3.5	22.29	2	0.053	11	0.328	11	0.04486	2	0.185

Меланократовое габбро (т. 3, см. рис. 1)

U2.8.1	1.11	105	145	1.42	1.7	119 ± 4.1	53.2	3.3	0.0651	10	53.8	3.5	0.056	18	0.144	18	0.01858	3.5	0.189
U2.1.2	2.06	113	144	1.31	1.89	121 ± 3.8	51.6	2.9	0.0654	11	52.6	3.2	0.049	25	0.128	25	0.01899	3.2	0.127
U2.3.2	1.16	269	100	0.38	4.48	122 ± 2.3	51.57	1.8	0.0572	4.6	52.2	1.9	0.048	13	0.127	13	0.01916	1.9	0.143
U2.3.1	0.45	700	648	0.96	11.8	125 ± 1.7	50.89	1.3	0.0527	3.2	51.12	1.4	0.0491	5.8	0.1324	6	0.01956	1.4	0.229
U2.4.1	1.95	247	186	0.78	4.24	125 ± 3	50	2.1	0.0622	5.1	51	2.4	0.0466	21	0.126	21	0.01962	2.4	0.116
U2.7.1	1.03	474	1072	2.34	8.18	127 ± 2.1	49.77	1.6	0.0542	8.1	50.29	1.7	0.046	14	0.126	14	0.01988	1.7	0.117
U2.2.1	2.71	301	228	0.78	5.29	127 ± 2.7	48.88	1.6	0.0671	4.1	50.2	2.2	0.045	25	0.125	25	0.0199	2.2	0.085
U2.1.1	0.88	269	497	1.91	4.67	128 ± 2.6	49.39	2	0.0505	5.3	49.8	2.1	0.0435	11	0.12	11	0.02007	2.1	0.180
U2.6.1	3.03	101	519	5.31	1.82	130 ± 4.6	47.5	3	0.0964	7.1	49	3.6	0.073	23	0.205	23	0.02039	3.6	0.154
U2.9.1	0.43	436	304	0.72	16.3	273 ± 3.7	23.02	1.4	0.0552	2.8	23.12	1.4	0.0518	4.9	0.309	5.1	0.04326	1.4	0.273

Примечание. Pb_e и Pb^* — доля обычного и радиогенного свинца соответственно. (1) — обычный ^{206}Pb . Ошибка в калибровке стандарта составляет 1.05 % и 0.62 % для мезократового и меланократового габбро соответственно.

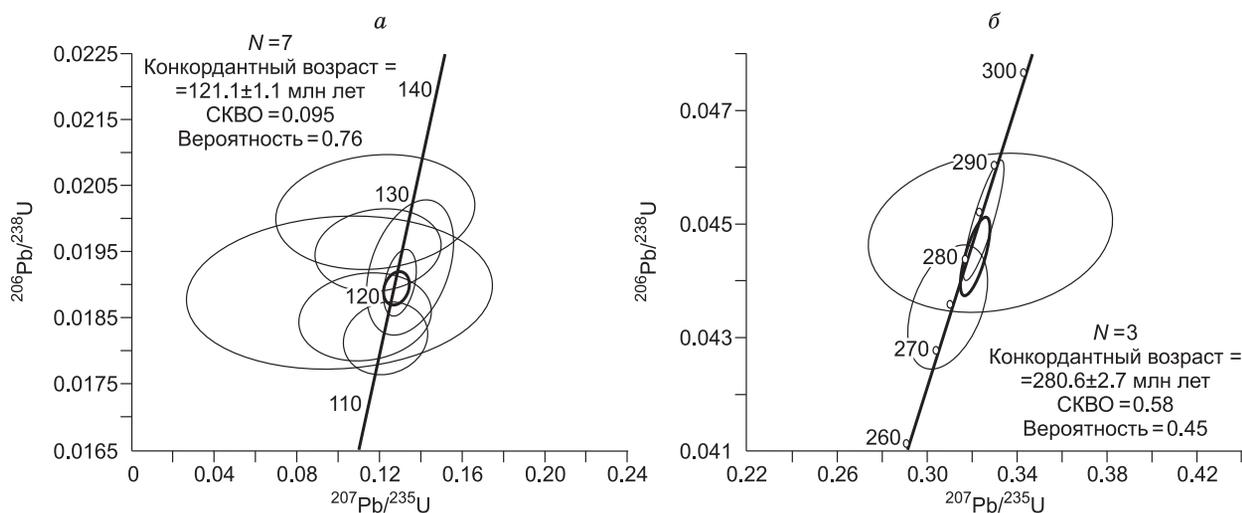


Рис. 4. График в координатах Тера-Вассербурга для цирконов I (а) и II (б) из мезократового габбро Ошурковского массива.

гетерогенным катодоллюминесцентным свечением показывают одинаковые возрасты в пределах погрешности. Один анализ, как и в предыдущем случае, показал значение 273 ± 3.7 млн лет, близкое к возрасту вмещающих гнейсовидных гранитов.

ОБСУЖДЕНИЕ

Проведенные исследования позволяют уточнить возраст габброидов и карбонатитов Ошурковского массива, который ранее был определен с использованием менее устойчивых к наложенным процессам изотопных K-Ar и Rb-Sr систем. При этом Rb-Sr датировки как габброидов, габбро-пегматитов, так и карбонатитов дают постоянно более низкие значения возраста относительно U-Pb датирования. Подтверждением этого является возраст (Rb-Sr) биотитовых гнейсов (см. табл. 1), оказавшийся моложе, прорываемых гранитами или габброидами.

Из цирконов в габбро часть определений имеет раннемеловой возраст, другая — существенно более древняя, совпадает с возрастом вмещающих гранитов. Появление таких цирконов в габброидах, вероятнее всего, связано с присутствием в них ксенолитов гранита.

Важность полученных датировок связана прежде всего с тем, что они обосновывают позднемезозойский возраст крупного массива габброидов. До последнего времени мезозойский возраст был известен только у дайковых и вулканических образований, связанных с рифтогенным этапом.

Не менее важным представляется также совпадение полученного возраста карбонатитов Ошурковского участка с возрастом карбонатитов, распространенных на площади Юго-Западного Забайкалья, шонкинитов Халютинского и сиенитов Южного проявлений. Это позволяет локализовать временной интервал карбонатитового магматизма в регионе.

Кроме того, близкий возраст габброидов Ошурковского массива и распространенных на его площади жил карбонатитов предопределяет проведение исследований по оценке комагматичности этих пород. Это важно еще и потому, что петрохимические особенности пород Ошурковского массива довольно резко отличаются от известных в мире силикатных пород продуцировавших карбонатиты. В связи с этим встает необходимость изучения других щелочно-основных массивов Западного Забайкалья на предмет возможности продуцирования ими карбонатного расплава.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

U-Pb возраст карбонатитов оказался идентичным карбонатитовым проявлениям Юго-Западного Забайкалья и базитовых пород собственно Ошурковского массива. Это предопределяет необходимость дальнейшего геохронологического изучения плутона, прорывающих его гранитных пегматитов, вмещающих гранитов, а также других щелочно-основных массивов региона.

Работа выполнена при поддержке проектов ОНЗ 10.3, РФФИ-Байкал 08-05-98028, интеграционного проекта СО РАН 14.2.

ЛИТЕРАТУРА

Андреев Г.В., Гордиенко И.В., Кузнецов А.Н., Кравченко А.И. Апатитоносные диориты Юго-Западного Забайкалья. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд-во, 1972, 157 с.

Костромин С.В., Ковальский Ф.И. Геолого-структурные особенности Ошурковского месторождения апатита и его народно-хозяйственное значение // Труды Бур. компл. науч.-исслед. ин-та. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд-во, вып. 21, 1966, с. 92—96.

Кузнецов А.Н. Минералогия и геохимия апатитоносных диоритов (Юго-Западное Забайкалье). Новосибирск, Наука, 1980, 103 с.

Кузнецова Л.Г., Василенко В.Б., Холодова Л.Д. Особенности состава породообразующих минералов Ошурковского массива // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск, ОИГГМ, 1995, т. 11, вып. 832, с. 81—97.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Бурдуков И.В., Карманов Н.С. Сиениты как продукт фракционной кристаллизации щелочно-базальтовой магмы Ошурковского массива, Забайкалье // Петрология, 1998а, т. 6, № 1, с. 30—53.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Посохов В.Ф., Врублевская Т.Т., Бурдуков И.В. Новые данные о строении и времени формирования Ошурковского массива щелочных габбро и сиенитов (Забайкалье) // Геология и геофизика, 1998б, т. 39 (6), с. 730—744.

Поляков Г.В., Богнибов В.И., Кривенко А.П., Балькин П.А. О происхождении, формах проявления и распространенности апатитовой минерализации Ошурковского типа на юге Сибири // Геология и геофизика, 1980 (6), с. 19—26.

Рипп Г.С., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Шаракшинов А.О. Позднемезозойские карбонаты Западного Забайкалья. Улан-Удэ, Изд-во БНЦ СО РАН, 2000, 224 с.

Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф. Возраст карбонатитового магматизма Забайкалья // Петрология, 2009, т. 17, № 1, с. 79—96.

Смирнов Ф.Л. Ошурковское месторождение апатита // Советская геология, 1971, № 3, с. 79—90.

Шадаев М.Г., Посохов В.Ф., Рипп Г.С. Rb-Sr данные о раннемеловом возрасте пегматитов в Западном Забайкалье // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (9), с. 1421—1424.

Яценко Г.М. Об интрузиях Ошурковского типа в центральной части Западного Забайкалья // Рудоносность геологических формаций Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1982, с. 93—99.

Яценко Г.М., Росихина А.И. О генетических особенностях Ошурковской апатитоносной интрузии и о некоторых близких ей массивах Западного Забайкалья // Геология и полезные ископаемые Сибири (материалы конференции). Т. II. Петрология. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1974, с. 44—45.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chem. Geol., 2003, v. 200, p. 155—170.

Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Moore K.R. Genesis of the alkaline-basic Ba-Sr carbonatite complex (West Transbaikalia, Russia) // Miner. Petrol., 2010, v. 98, p. 245—268.

Litvinovsky B.A., Jahn B., Zanzvilevich A.N., Shadaev M.G. Crystal fractionation in the petrogenesis of an alkali monzodiorite-syenite series: the Oshurkovo plutonic sheeted complex, Transbaikalia, Russia // Lithos, 2002, v. 64, p. 97—130.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel; Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1999, № 1, 46 p.

Ludwig K.R., SQUID 1.00 User's manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2000, № 2, 19 p.

Williams J.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. Application of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Rev. Econ. Geol., 1998, v. 7, p. 1—35.

*Рекомендована к печати 5 февраля 2010 г.
А.Э. Исохом*

*Поступила в редакцию
25 ноября 2009 г.*