

U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЯ МУХАЛЬСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА (Западное Забайкалье)

А.Г. Дорошкевич, Г.С. Рипп, С.А. Сергеев*, Д.Л. Конопелько**

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

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

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

В статье приведены результаты U-Pb (SHRIMP-II) геохронологического изучения пород Мухальского щелочного массива, входящего в состав Витимской щелочной провинции Западного Забайкалья. Имеющиеся K-Ar и Rb-Sr датировки по щелочным породам (сайженский комплекс) Витимской провинции, включая Мухал, широко варьируют. Полученное нами значение возраста (294.5 ± 4.7 млн лет) кристаллизации уртитов Мухальского массива позволяет дать более точное время начала щелочного магматизма в регионе. Отмечается близость возраста цирконов и магматических процессов в пределах Баргузинского ареала (315—275 млн лет) с пиком основных событий между 295 и 275 млн лет. Эти процессы характеризуют раннюю стадию развития позднепалеозойской рифтовой системы Центральной Азии, деятельность которой связывают с активностью мантийного суперплюма.

Геохронология, щелочной магматизм, Мухальский массив.

THE U-Pb GEOCHRONOLOGY OF THE MUKHAL ALKALINE MASSIF (western Transbaikalia)

A.G. Doroshkevich, G.S. Ripp, S.A. Sergeev, and D.L. Konopel'ko

We present results of U-Pb (SHRIMP II) geochronological study of the rocks of the Mukhal alkaline massif in the Vitim alkaline province, western Transbaikalia. The available K-Ar and Rb-Sr dates for the alkaline rocks (Saizhen complex) of the Vitim province, including the Mukhal massif, vary over a broad range of values. The obtained age of crystallization of the Mukhal urtites refines the time when the regional alkaline magmatism began. The age of zircons and magmatic processes within the Barguzin area (315–275 Ma) is close to the peak of main events, which occurred between 295 and 275 Ma. These processes took place at the early stage of evolution of the Late Paleozoic rift system in Central Asia, whose activity was associated with the activity of mantle superplume.

Geochronology, alkaline magmatism, Mukhal massif

ВВЕДЕНИЕ

В позднем палеозое Центрально-Азиатский складчатый пояс был вовлечен в масштабные внутриплитные процессы с формированием рифтовой системы, которая протянулась вдоль южной окраины Северо-Азиатского континента более чем на 3000 км при ширине до 600 км [Ярмолюк и др., 2000; Коваленко и др., 2002; Ярмолюк, 2009]. Эта система сложена разновозрастными рифтовыми зонами, которые включают в себя крупные зональные магматические ареалы: Баргузинский, Южно-Монгольский, Хангайский и Хэнтэйский. К ранней стадии развития рифтовой системы относится образование Баргузинского магматического ареала, который включает в себя Ангаро-Витимский батолит (площадь более 150000 км²), Северо-Байкальскую и Витимскую зоны развития щелочного магматизма. В пределах этих зон распространены массивы щелочных ультраосновных и основных пород, щелочных и нефелиновых сиенитов.

Витимская провинция объединяет более 20 массивов щелочных пород (сайженский комплекс) в полосе северо-восточного простираения, протяженностью свыше 450 км и шириной около 50 км (рис. 1). Массивы были отнесены к щелочно-габброидной ассоциации [Конев, 1982]. При этом критериями для причисления к этой ассоциации служило одновременное наличие габбро-пироксенитов, нефелин-пироксеновых пород уртит-якупирангитовой серии, нефелиновых и щелочных сиенитов. Согласно современной классификации [Петрографический кодекс..., 2009], эти массивы по набору пород могут быть отнесены к щелочно-ультраосновной ассоциации.

Результаты геологического картирования свидетельствуют, что щелочные породы прорывают докембрийские и кембрийские толщи и перекрываются верхнемезозойско-кайнозойскими отложениями.

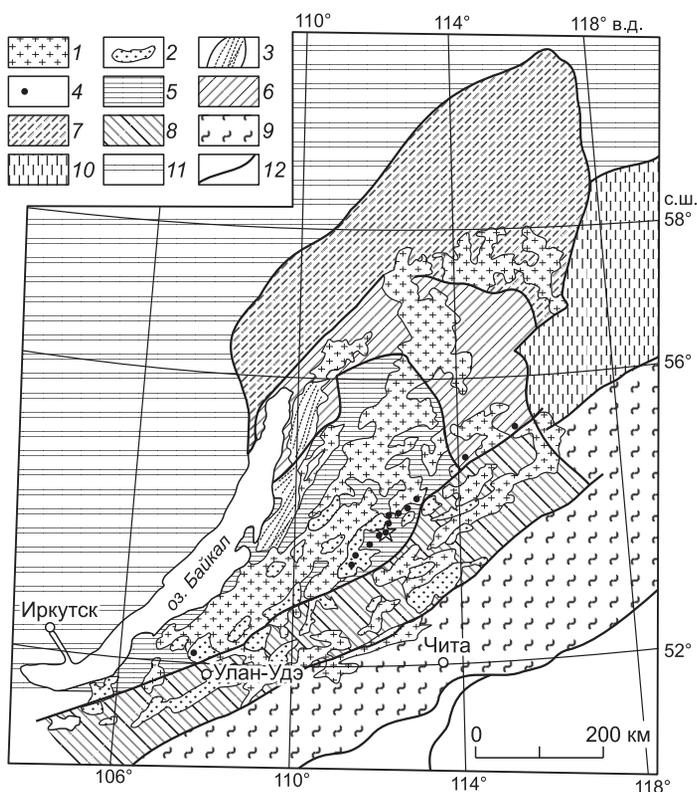


Рис. 1. Схема расположения щелочных массивов Витимской провинции, по данным [Ярмолюк и др., 1997].

Магматические комплексы (1—4): 1 — баргузинский, 2 — зазинский, 3 — чивыркуйский, 4 — массивы щелочных базитов и сиенитов сайженского комплекса (звездочкой выделен Мухальский массив); структурно-формационные зоны (5—11): 5 — Котеро-Удоканская, 6 — Байкало-Муйская, 7 — Мамско-Бодайбинская, 8 — Джида-Витимская, 9 — Селенгино-Становая, 10 — Чаро-Удоканская, 11 — Сибирская платформа; 12 — границы структурно-формационных зон.

Имеющиеся геохронологические данные по этим породам [Андреев, Шаракшинов, 1967; Конев и др., 1975; Загузин и др., 1976; Андреева, 1982; Конев, 1982; Шаракшинов и др., 1991] широко варьируют даже в пределах одного массива, что, вероятно, объясняется использованием изотопных систем, слабо устойчивых к наложенным процессам. Значения возраста пород сайженского комплекса не позволяют сделать однозначного вывода о времени проявления щелочного магматизма и его продолжительности в регионе. Поэтому для определения более

точного времени формирования этих массивов необходимо использование других, более прецизионных методов датирования пород. На начальном этапе в качестве объекта исследований нами был выбран Мухальский массив и проведено его датирование U-Pb SIMS SHRIMP-II методом по акцессорному циркону, отобранному из уртитов.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

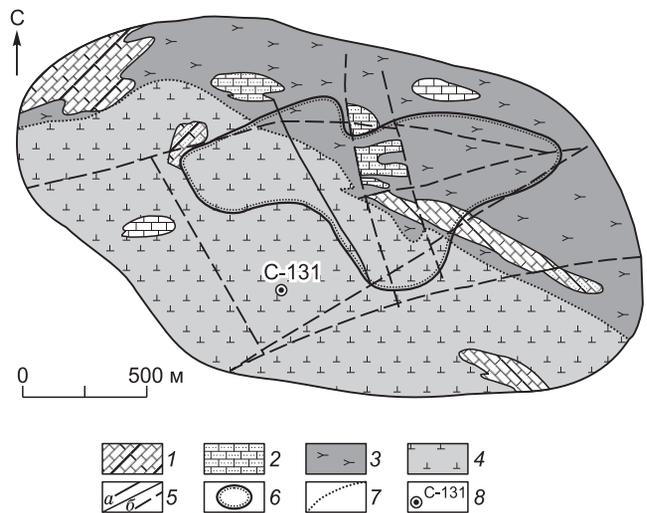
Нами для U-Pb датирования был сепарирован циркон из уртитов (жерн скв. № 131, интервалы 167.8—168.2 и 355.5—362.5 м). Исследования проводились в Центре изотопных исследований ФГУП ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. Отобранные вручную кристаллы были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами международного геохронологического стандарта циркона TEMORA и 91500. Для выбора места локального U-Pb датирования использовались оптические, BSE и катодоллюминесцентные изображения, отражающие внутреннее строение и зональность кристаллов циркона. Измерения U-Pb отношений проводились по методике, описанной в работе [Williams, 1998]. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (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 (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ, погрешности вычисленных конкордантных возрастов приводятся на уровне 2σ. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999].

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МУХАЛЬСКОГО МАССИВА

Массив является одним из наиболее крупных в пределах Витимской провинции и имеет практическое значение как источник нефелинового сырья. Породы массива обнажаются в «эрозийном окне» размером 0.5 × 1.5 км, среди перекрывающих их кайнозойских базальтов (рис. 2). Общая площадь массива, определенная по результатам бурения, более 5 км². Вмещающими породами являются рифейские известняки с прослоями доломитов. Контакты массива с карбонатными породами обычно крутые, близкие к вертикальным. Массив в основном сложен уртитам, которые к северу постепенно переходят в ийолиты и далее в мельтейгиты. В подчиненном количестве здесь отмечены дайки нефелиновых и щелочных сиенитов. Становление массива происходило в три фазы [Врублевская, 1988], где первыми формировались ийолиты, затем — уртиты и мельтейгиты, к породам третьей фазы относятся сиениты. Ур-

Рис. 2. Схема геологического строения Мухальского массива с его предполагаемым контуром под чехлом базальтов, по данным [Шаракшинов, 1984].

1 — кристаллические известняки; 2 — зоны скарнирования; 3 — ийолиты; 4 — уртиты; 5 — линии тектонических нарушений: *a* — достоверные, *б* — предполагаемые; 6 — контур эрозийного «окна»; 7 — границы фациальных переходов; 8 — место отбора пробы для геохронологических исследований.



тийты, ийолиты и мельтейгиты имеют мелко-среднезернистую структуру, массивно-полосчатую и трахитоидную текстуру. В них варьируют содержания нефелина, эгирин-авгита, гастингсита, рибекита, кальцита. Второстепенными и акцессорными являются гранат, титанит, апатит, магнетит, канкринит, биотит и циркон. Сиениты состоят преимущественно из микроклина, олигоклаза и нефелина с акцессорными апатитом, магнетитом, титанитом. К эндоконтактовым частям ийолитов с известняками и их ксенолитами приурочены магниезальные и известковые скарны. На контактах развиваются также бруситовые мраморы, что, согласно А.А. Коневу [1982], говорит о небольшой глубине становления интрузива и высокой температуре родоначальной магмы. Метасоматические и постмагматические процессы проявлены с различной степенью интенсивности и представлены гранатизацией, альбитизацией, микроклинизацией, нефелинизацией.

Породы показывают значительные вариации химического состава, с постепенным возрастанием количества кремнезема (39—63 мас. %) и отчасти щелочей (6—16 мас. %), с убыванием — железа (10—1.2 мас. %), кальция (16—1.2 мас. %) от ранних образований к поздним, завершающим процесс становления массива. Все разновидности пород характеризуются низким содержанием магния (0.1—3.9 мас. %), титана (до 1.2 мас. %) и высоким — алюминия (до 28 мас. %), натрий преобладает над калием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2—3$).

Nb/U отношения в ийолитах и урритах варьируют от 100 до 175, а в сиенитах от 22 до 34. Zr/Nb также показывают довольно четко выраженное разделение на две группы: с более высокими значениями для ийолитов и урритов (4—7) и низкими — для сиенитов (в пределах 0.5). Для La/Yb отношений могут быть сделаны те же выводы, где сиениты имеют в целом более высокие значения (23—24) по сравнению с ийолит-урритами (11—16). Все разновидности пород характеризуются повышенными содержаниями редкоземельных элементов (120—285 г/т), стронция (до 1400 г/т) и бария (до 1500 г/т).

По K-Ar и Rb-Sr датировкам [Андреев, Шаракшинов, 1967; Конев и др., 1975; Загузин и др., 1976; Андреева, 1982; Конев, 1982; Шаракшинов и др., 1991] возраст пород массива был оценен как нижнетриасовый-верхнедевонский (табл. 1), в интервале 247—370 млн лет.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Циркон из урритов представлен крупными (200—600 мкм) прозрачными кристаллами короткопризматического облика. В катодоллюминесцентном изображении большинство зерен характеризуются присутствием генетически различных кристаллических доменов (рис. 3, точка 5.1). Во всех зернах при-

Таблица 1. Возраст щелочных пород Мухальского массива, Витимская провинция

Метод	Порода	Материал для определения	Возраст, млн лет	Источник
K-Ar	Мельтейгит	Нефелин	370	[Загузин и др., 1976]
»	»	Эгирин-авгит	294	»
»	»	Амфибол	341	»
»	Уррит	Порода	337	[Шаракшинов, 1984]
»	Мельтейгит	Нефелин	247	[Загузин и др., 1976]
Rb-Sr	Ийолит-уртиты	Порода, КПШ	279 ± 16	[Шаракшинов и др., 1991]
K-Ar	Конгрессит	Порода	312.5 ± 3.5	[Конев и др., 1975]

Таблица 2.

Результаты U-Rb исследований цирконов из ургитов Мухальского массива, Западное Забайкалье

Номер точки	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ %	U		Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	Возраст, млн лет (1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	$^{207}\text{Rb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Rb}/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Rb}/^{235}\text{U}$ (1)	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ (1)	$\pm\%$	Корреляция ошибки блок
		^{206}Pb	^{238}U																	
U1.12.1	0.54	378	76	76	0.21	14.6	282 ± 6	22.27	2.1	0.0585	3.5	22.39	2.2	0.0542	6	0.334	6.4	0.04465	2.2	0.341
U1.10.1	0.13	3644	4673	4673	1.33	140.0	282 ± 5	22.35	1.8	0.05356	1.6	22.38	1.8	0.05252	1.7	0.3236	2.5	0.04469	1.8	0.724
U1.8.1	0.47	1606	115	115	0.07	64.0	291 ± 5.3	21.56	1.9	0.05424	1.7	21.67	1.9	0.0504	4.3	0.321	4.7	0.04615	1.9	0.404
U1.4.1	0.19	3743	431	431	0.12	149.0	291 ± 5.2	21.61	1.8	0.05288	1.2	21.65	1.8	0.05139	1.7	0.3273	2.5	0.0462	1.8	0.726
U1.13.1	0.39	910	596	596	0.68	36.3	291 ± 5.5	21.55	1.9	0.0569	2.2	21.63	1.9	0.0538	4.1	0.343	4.5	0.04622	1.9	0.430
U1.10.2	0.50	2033	1614	1614	0.82	81.7	293 ± 5.3	21.38	1.9	0.0561	2.1	21.49	1.9	0.052	3.5	0.334	3.9	0.04653	1.9	0.473
U1.5.1	0.44	1320	781	781	0.61	53.2	294 ± 5.4	21.32	1.9	0.05367	1.8	21.41	1.9	0.0501	3.9	0.323	4.3	0.04669	1.9	0.436
U1.6.1	0.30	1384	100	100	0.07	55.9	296 ± 5.4	21.25	1.9	0.05405	1.8	21.31	1.9	0.0517	3	0.334	3.5	0.04693	1.9	0.530
U1.4.2	7.89	32	1	1	0.04	1.4	299 ± 19	19.39	4	0.157	6.9	21.1	6.5	0.097	41	0.63	41	0.0474	6.5	0.158
U1.1.1	0.04	3490	373	373	0.11	148.0	310 ± 5.4	20.31	1.8	0.05244	1.2	20.32	1.8	0.05209	1.3	0.3535	2.2	0.04922	1.8	0.815
U1.2.1	0.19	1391	1329	1329	0.99	59.0	310 ± 5.8	20.25	1.9	0.0534	2	20.29	1.9	0.0519	2.4	0.353	3.1	0.04929	1.9	0.622
U1.7.1	0.11	4714	716	716	0.16	205.0	318 ± 5.6	19.78	1.8	0.05313	1.1	19.8	1.8	0.05228	1.3	0.364	2.2	0.0505	1.8	0.816
U1.5.2	3.75	1758	4747	4747	2.79	80.6	323 ± 5.9	18.72	1.8	0.0852	1.6	19.45	1.9	0.0551	6.8	0.39	7	0.05135	1.9	0.268
U1.9.1	3.67	1161	1413	1413	1.26	55.1	334 ± 6.9	18.11	2	0.0812	5	18.8	2.1	0.0516	12	0.378	12	0.0531	2.1	0.170

Примечание. Ошибки приведены на уровне 1 σ ; Rb_c и Rb* — нерадиогенный и радиогенный свинец соответственно. Погрешность калибровки стандартов составляла 0.70% (не включена в вышеприведенные ошибки, но учитывается при сравнении результатов с различных шайб). (1) — коррекция на обыкновенный свинец вносилась по изме-

сутствуют тонкие светлые вторичные каймы обрастания или перекристаллизации (см. рис. 3, т. 4.2, 12.1). Часть кристаллов имеет (см. рис. 3, т. 5.2, 9.1) сложнопостроенные внутренние домены с неравномерным свечением и многочисленными включениями. В целом цирконы имеют высокие концентрации U и Th (табл. 2), что находит свое выражение в подавлении катодoluminesцентного свечения (см. рис. 3, т. 4.1, 6.1, 8.1).

При этом кристаллы с максимальным выраженными признаками магматического происхождения (морфологические и геохимические особенности, внутреннее строение) и отсутствием механических нарушений (трещины, включения), содержат в среднем 1830 г/т урана при Th/U = 0.4. Каймы обрастания/перекристаллизации содержат около 200 г/т U при Th/U = 0.1, а гетерогенные домены отличаются аномальным Th/U до 2.8 (за счет повышенного Th, при содержании U 1200—1800 г/т).

Результаты изотопных анализов представлены в табл. 2 и на рис. 4, а, б. Всего выполнено 14 анализов в 11 зернах. Аналитически значимых различий в возрасте генетически различных кристаллических доменов (магматического происхождения и кайм) выявлено не было. На графике с конкордией (см. рис. 4, а) результаты по 11 точкам образуют изотопные анализы с конкордантными (ненарушенными) значениями возраста 294.5 ± 4.7 млн лет. Три результата (см. рис. 4, б), также имеющие конкордантные значения, могут быть выделены в самостоятельный кластер с возрастом 324 ± 7 млн лет. Эти датировки приурочены к внутренним частям сложнопостроенных кристаллов, не имеют точной кристаллографической идентификации и могут рассматриваться в качестве ядер-затравок ксеногенного происхождения. Гетерогенность внутреннего строения цирконов, а также их химического состава может быть связана с частичным метасоматическим изменением минерала. Этот факт согласуется с данными Т.Т. Врублевской [Врублевская, 1988] о том, что в массиве были проявлены автосоматические процессы, сопровождавшие кристаллизацию расплава. Полученное нижнепермское (сакмарское) значение возраста (294.5 млн лет), вероятно, со-

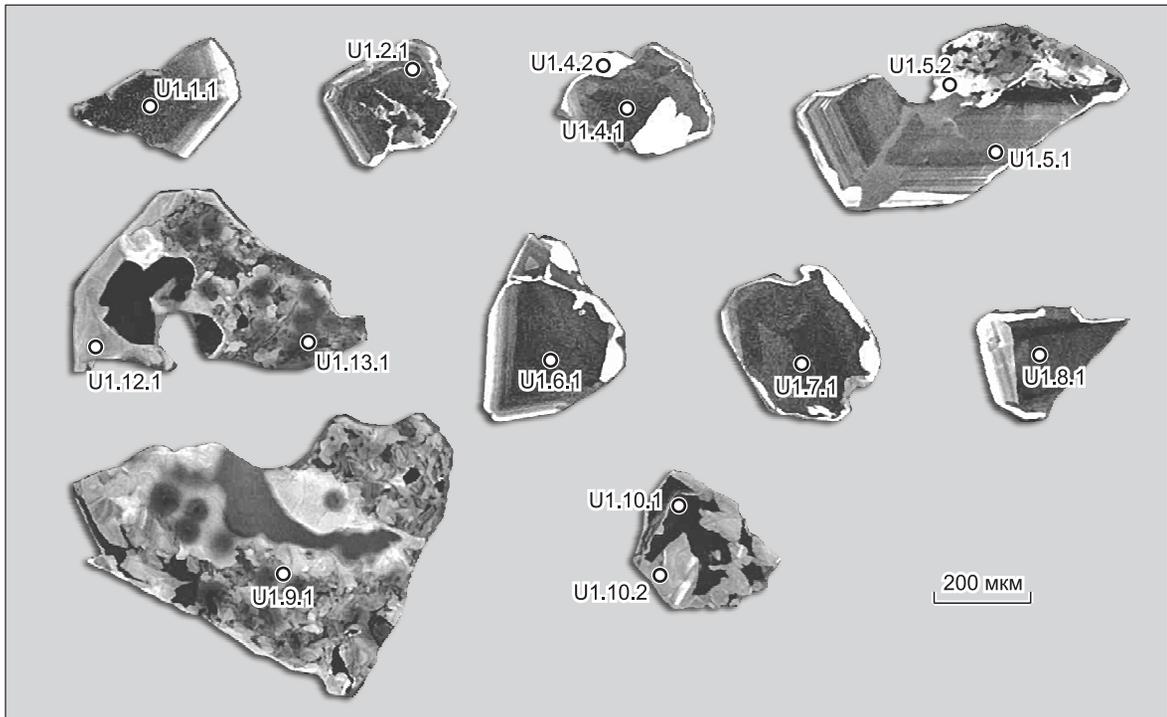


Рис. 3. Катодолюминесцентные изображения цирконов, выделенных из уртитов Мухальского массива.

Кружки (белый контур) показывают расположение кратера пробоотбора в пределах кристалла.

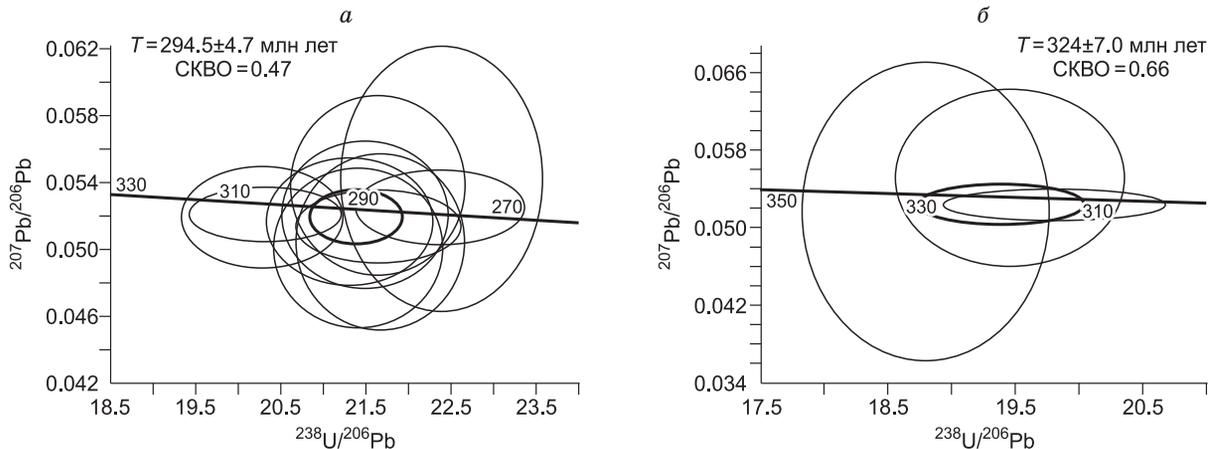


Рис. 4. График в координатах Тера-Вассербурга для цирконов из уртитов Мухальского массива.

ответствует времени кристаллизации уртитов. Цирконы, имеющие карбоновый возраст 324 ± 7 млн лет, являются захваченными из вмещающих пород, скорее всего, основного состава.

ОБСУЖДЕНИЕ

Ранее полученные К-Аг и Rb-Sr датировки по щелочным породам Витимской провинции имеют широкие вариации. Особенно значительный разброс значений возраста характерен для наиболее ранних пород: пироксенитов, уртитов и ийолитов. Так, например, для Сайженского массива определен возрастной интервал 260—595, Верхнебурульзайского — 205—394, Нижнебурульзайского 261—510 млн лет. Более того, даже в одной и той же породе разные минералы имеют различный возраст. Например, в Сай-

женском массиве возраст ийолит-уртита по нефелину равен 294 млн лет, а по авгиту — 595 млн лет [Андреева, 1982], на Мухальском — мельтейгит по пироксену датируется в 294 млн лет, а по нефелину — в 370 млн лет [Загузин и др., 1976]. Значения, полученные по щелочным и нефелиновым сиенитам, лежат в более узком временном интервале. В соответствии с полученными геохронологическими данными, А.А. Коневым было выделено две основные группы датировок: карбоновая (290—350 млн лет) и триасовая (170—230 млн лет), а А.О. Шаракшиновым с соавторами [Шаракшинов и др., 1991] сиениты были отнесены к нижнему карбону (325—352 млн лет) и нижней перми — нижнему триасу (241—265 млн лет). Триас-юрские датировки (229—167 млн лет) этим автором были проинтерпретированы как отражающие время проявления натрового метасоматоза.

Ближние значения возраста сиенитов из различных массивов Витимской провинции могут отражать время завершения щелочного магматизма, в то время как их вариации в более ранних породах (пироксенитов, уртитов и ийолитов) сайженского комплекса не позволяют сделать однозначного вывода о начале проявления щелочного магматизма и его продолжительности в регионе. Некоторыми исследователями [Андреева, 1982] на основании результатов радиологического возраста были сделаны выводы о довольно длительном периоде (от 100 до 200 млн лет) формирования комплекса.

Полученный нами возраст кристаллизации уртитов Мухальского массива, в отличие от имеющихся K-Ar и Rb-Sr данных по ранним породам комплекса, уточняет время щелочного магматизма в регионе. Несомненно, требуется проведение дополнительных геохронологических исследований, чтобы более точно определить время и длительность щелочного магматизма Витимской провинции.

U-Pb возраст цирконов совпадает с возрастным диапазоном (310—275 млн лет) магматических процессов в пределах зонального Баргузинского ареала [Ярмолюк, 2009]. В центральной части последнего происходило становление крупнейшего в мире Ангаро-Витимского гранитного батолита 305—275 млн лет назад [Ярмолюк и др., 1997; Цыганков и др., 2007]. Щелочные породы сыннырского комплекса, обрамляющие северо-западную часть батолита, также имеют близкие датировки (287—330 млн лет) [Костюк и др., 1990; Покровский, Жидков, 1993]. На территории Южной Монголии в период 302—284 млн лет формировались многочисленные массивы щелочных гранитоидов, а также бимодальные базальт-трахириолит-комендитовые вулканические ассоциации [Ярмолюк и др., 2008]. К западу эти зоны сменяются пикродолеритовыми и пикритовыми интрузивами с возрастом 292—275 млн лет, и трапповой областью Тарима, становление которой оценивается интервалом 275—287 млн лет [Zhang et al., 2010]. Формирование вышеперечисленных пород характеризует раннюю стадию развития позднепалеозойской рифтовой системы Центральной Азии [Ярмолюк и др., 2000; Коваленко и др., 2002; Zhang et al., 2010], связанной с активностью мантийного суперплюма, в условиях сочетания обстановок рифтогенеза и активной континентальной окраины.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 08-05-98028) и программы ОНЗ 10.3 и МК-2873.2010.5.

ЛИТЕРАТУРА

Андреев Г.В., Шаракшинов А.О. Новые данные о возрасте комплекса ультраосновных-щелочных пород на Витимском плоскогорье // Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 4, с. 937—940.

Андреева Е.Д. Особенности и время формирования некоторых массивов щелочно-габброидной ассоциации Витимского плоскогорья // Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород. М., Наука, 1982, с. 253—262.

Врублевская Т.Т. Петрография, минералогия и этапы становления Мухальского массива: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Улан-Удэ, Изд-во БФ СО АН СССР, 1988, 21 с.

Загузин И.А., Козубова Л.А., Полевая Н.И. Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими методами. Забайкалье. Л., ВСЕГЕИ, 1976, 350 с.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Владыкин Н.В., Иванов В.Г., Ковач В.П., Козловский А.М., Костицин Ю.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Эпохи формирования, геодинамическое положение и источники редкометалльного магматизма Центральной Азии // Петрология, 2002, т. 10, № 3, с. 227—253.

Конев А.А. Нефелиновые породы Саяно-Байкальской горной области. Новосибирск, Наука, 1982, 200 с.

Конев А.А., Черненко А.И., Фефелов Н.Н., Масловская М.Н., Раклинский Э.И. Калий-аргоновый возраст нефелиновых пород Прибайкалья // Геология и геофизика, 1975 (4), с. 141—146.

Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я., Орлова М.П., Базарова Т.Ю. Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск, Наука, 1990, 234 с.

Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2009, 198 с.

Покровский Б.Г., Жидков А.Я. Источники вещества ультракалийевых щелочных пород Сыннырского и Сакунского массивов по изотопным данным // Петрология, 1993, т. 1, № 2, с. 195—204.

Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 156—180.

Шаракшинов А.О. Щелочной магматизм Витимского плоскогорья. Новосибирск, Наука, 1984, 183 с.

Шаракшинов А.О., Посохов В.Ф., Шалагин В.Л., Посохова В.А. Рубидий-стронциевый возраст щелочных пород Витимского плоскогорья (Западного Забайкалья) // Магматизм, метаморфизм и рудоносность подвижных областей. Улан-Удэ, АН СССР БНЦ СО, 1991, с. 160—169.

Ярмолюк В.В. Большие изверженные провинции и зональные магматические ареалы в позднем палеозое Северной Азии и их палеогеодинамическое положение // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. От океана к континенту (материалы совещания). Иркутск, 2009, с. 158—160.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геотектоника, 1997, № 5, с. 18—32.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3—29.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Козловский А.М., Котов А.Б., Лебедев В.И. Геохронология магматических пород и специфика формирования позднепалеозойской Южно-Монгольской активной окраины Сибирского континента // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2008, т. 16, № 2, с. 59—80.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chem. Geol., 2003, v. 200, p. 155—170.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex. Version 2.10, A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1999, v. 1, 46 p.

Ludwig K.R. SQUID 1.00 user's manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2000, v. 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.

Zhang C.L., Li Z.X., Li X.H., Xu Y.G., Zhou G., Ye H.M. A Permian large igneous province in Tarim and Central Asian orogenic belt, NW China: results of a ca. 275 Ma mantle plume? // Geol. Soc. Amer. Bull., 2010, v. 122, p. 2020—2040.

*Рекомендована к печати 9 ноября 2010 г.
А.Э. Изохом*

*Поступила в редакцию
2 июня 2010 г.*