

ИСТОРИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ПО ЦИРКОНАМ (SHRIMP-II), ОЛЬХОНСКИЙ РЕГИОН, ОЗЕРО БАЙКАЛ

В.А. Макрыгина, Е.В. Толмачева*, Е.Н. Лепехина**

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

** Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия*

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

Изучены строение и изотопный состав цирконов из двух гранитоидных комплексов, включения в них и возраст последовательных зон роста на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Цирконы состоят из деформированных ядер с раскристаллизованными расплавленными включениями и оболочек — внутренней со стекловатыми, частично раскристаллизованными включениями и внешней, метаморфогенной с флюидными включениями. Судя по датированию зональности цирконов, кристаллизация расплавов обоих комплексов проходила многоэтапно: 1) генерация расплавов и начало роста ядер цирконов (505 и 493 млн лет) совпадали с этапом надвигового тектогенеза в Ольхонском регионе; 2) быстрое перемещение расплавов вверх (первая оболочка, 479 и 475 млн лет) вместе с толщей вмещающих пород обусловлено переходом к взбрососдвиговому тектогенезу; 3) метаморфогенная оболочка (456 млн лет) отражает второй этап метаморфизма. В то же время мигматит-гранитный шаранурский комплекс по составу, текстурно-структурным особенностям и коровому источнику вещества отвечает синколлизионным калиевым гранитам, а дифференцированный габбро-диорит—диорит—гранодиорит—гранитный хайдайский комплекс по геохимическим особенностям, аналогичным метавулканикам ангинской толщи, и мантийному (ювенильному) источнику вещества близок современному островодужному магматизму. Предполагается, что каледонский островодужный магматизм во времени был сближен с аккрецией отложений задугового бассейна (ольхонская серия) с краем континента, с одной стороны, и блоком островной дуги, с другой.

Гранитоиды, метаморфизм, тектогенез, цирконы, включения, возраст.

CRYSTALLIZATION HISTORY OF PALEOZOIC GRANITOIDS IN THE OL'KHON REGION, LAKE BAIKAL (SHRIMP-II ZIRCON DATING)

V.A. Makrygina, E.V. Tolmacheva, and E.N. Lepekhina

At the Center of Isotope Studies of the A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, the structure and isotope composition of zircons from two granitoid complexes, the age of their sequential growth zones, and the hosted inclusions have been studied using a SHRIMP-II ion mass spectrometer. The zircons consist of deformed cores with crystalline melt inclusions and of shells: inner, with glassy, partly devitrified inclusions, and outer metamorphogenic, with fluid inclusions. Judging from the zircon zoning, crystallization of melts of both complexes proceeded in several stages: (1) The generation of melts and the beginning of zircon core growth (505 and 493 Ma) were synchronous with the overthrusting in the Ol'khon region; (2) The rapid ascent of melts (the inner shell, 479 and 475 Ma) together with the host rocks was caused by upthrust faulting and shear dislocations; (3) The metamorphogenic shell (456 Ma) reflects the second stage of metamorphism. At the same time, the Shara-Nur migmatite-granite complex corresponds in composition, structures, and textures to syncollisional K-granites, whereas the differentiated Khaidai gabbro-diorite-diorite-granodiorite-granite complex is close in geochemical features (similar to those of the Anga sequence metavolcanics) and the mantle (juvenile) source of substance to the recent island-arc magmatism. It is suggested that the Caledonian island-arc magmatism was close in time to the accretion of the sediments of back-arc basin (Ol'khon Group) to the continental margin, on the one hand, and to the island-arc block, on the other.

Granitoids, metamorphism, tectonic processes, zircons, inclusions, age

ВВЕДЕНИЕ

Главные черты формирования гранитоидов Ольхонского региона отражены в ряде работ [Иванов, Шмакин, 1980; Макрыгина, Петрова, 1996; Макрыгина и др., 2000а,б; Владимиров и др., 2004; Макрыгина и др., 2010], где затронуты и геологическое положение, и соотношение с тектогенезом и метамор-



Рис. 1. Схема расположения Шаранурского гранитогнейсового купола и Крестовского массива в структуре Ольхонского региона.

1 — гранитоиды хайдайского комплекса; 2 — габброиды озерского комплекса; 3 — крупные гранитогнейсовые купола шаранурского комплекса, ольхонская серия; 4 — гнейсово-купольные и 5 — мраморно-сланцевые тектонические пластины; 6 — сланцы и мраморы ангинской толщи; 7 — катаклазиты и милониты; 8 — тектонические нарушения.

физмом, и состав, и геохронология. Возрастные датировки касаются в основном гранитоидов шаранурского комплекса и сосредоточены в узком интервале 465—486 млн лет. По разновидностям пород хайдайского комплекса имеются несколько датировок Rb-Sr — 570 млн лет, U-Pb и Ag-Ag методами в пределах 484—465 млн лет [Макрыгина и др., 2010]. Но более детальные исследования всегда вносят новые штрихи, иногда довольно существенные, в уточнение истории выплавления, кристаллизации магм и источников вещества магматических пород. Взаимоотношения гранитоидов шаранурского и хайдайского комплексов между собой, с основными этапами геологического развития региона и его метаморфическими преобразованиями однозначно не установлены, поскольку эти гранитоиды развиты в разных структурных блоках и прямых взаимоотношений не имеют. Задачей данной работы была расшифровка истории кристаллизации цирконов в гранитоидах двух комплексов и с ее помощью уточнение эволюции гранитоидов во времени.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТОИДОВ И ИХ СООТНОШЕНИЯ С МЕТАМОРФИЗМОМ

Ольхонский регион (Приольхонье и о. Ольхон) протянулся вдоль западного берега оз. Байкал (рис. 1). По структурно-геологическим исследованиям В.С. Федоровского с коллегами [Федоровский и др., 1993, 1995] толща представляет собой коллаж тектонических пластин, образовавшихся в результате каледонской коллизии и сложенных метаморфическими породами ольхонской и ангинской толщ.

В толщах, слагающих Ольхонский регион, выделяются два этапа метаморфизма [Федоровский и др., 1993; Макрыгина и др., 2000а,б; Макрыгина, Петрова, 2005]. Оба имели зональный характер. Ранний, синколлизийный метаморфизм развивался в условиях гранулитовой фации у краевого шва платформы (Приморского разлома) и амфиболитовой фации на юге площади. Он сопровождался слабо развитой эндробитизацией в зоне гранулитовой фации и плаггиомигматизацией в зоне амфиболитовой фации [Макрыгина, Петрова, 1996]. Следующий этап выразился в наложении парагенезисов амфиболитовой фации на гранулитовую и амфиболитовую на площади развития ольхонской серии и эпидот-амфиболитовой на породы амфиболитовой фации в ангинской толще на юге. Особенностью второго этапа зонального метаморфизма является широкое развитие мигматитов и гранитогнейсовых куполов. Гранитизация происходит в гнейсовых пластинах ольхонской серии, в зоне амфиболитовой фации, на переходе к регрессивному этапу. В ангинской толще при более низком метаморфизме гранитизация не проявлена.

В шаранурский комплекс гранитоидов Ольхонского региона включаются мигматиты, гранито-гнейсовые купола и аллохтонные жилы пегматоидных гранитов [Павловский, Ескин, 1964]. Выходы данных образований приурочены к ольхонской серии метаморфических пород и развиты в тектонических пластинах, сложенных гранат-биотитовыми, биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами, составляющими около половины объема серии (см. рис. 1). В этих зонах много мелких гранито-гнейсовых куполов, не имеющих собственных имен. Купольные зоны разделены пластинами, сложенными переслаиванием мраморов, кварцитов, диопсидовых плаггиосланцев и амфиболитов, в которых не проявлена мигматизация, но присутствуют протяженные дайки пегматоидных гранитов, принадлежащих к жильной серии шаранурского комплекса.

Хайдайский комплекс гранитоидов представлен многофазными интрузивами, приуроченными к выходам ангинской толщи Приольхонья [Макрыгина, Петрова, 1996; Макрыгина и др., 2010]. Их состав меняется от габбро-диоритов и диоритов до гранодиоритов и гранитов.

ШАРАНУРСКИЙ ГРАНИТОГНЕЙСОВЫЙ КУПОЛ

Шаранурский гранитоидный комплекс выделен Е.В. Павловским и А.С. Ескиным [1964]. Петро-
типом его стал наиболее крупный гранитогнейсовый купол у оз. Шара-Нур на о. Ольхон. Вмещающими
породами служат гранат-биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы и мигматиты, имеющие постепен-
ные переходы к собственно параавтохтонным гранитам. Граниты крайне неоднородны, от средне- до
крупнозернистых, с гнейсовидной текстурой и крупными выделениями микроклина. В них многочис-
ленны участки не до конца переработанных гнейсов. В среднем гранитоиды содержат около 30 об. %
плагиоклаза, 25 кварца, 5 биотита и свыше 40 об. % микроклина. Для них характерны катакlastические
и гранобластовые структуры; наблюдается более позднее развитие микроклина по плагиоклазу с мирме-
китовыми оторочками и реликтами плагиоклаза в крупных зернах калишпата (рис. 2, а). В то же время
в шлифах датируемой пробы фиксируются прожилки более мелкозернистого гранита, секущие крупно-
зернистый агрегат (см. рис. 2, б). Акцессорные минералы в данном массиве представлены апатитом,
сфеном, магнетитом, алланитом и значительным количеством циркона, образующего удлиненные или
овальные зерна со сложной зональностью, нередко с более темными ядрами. Проведенное нами ранее

Таблица 1. Гранитоиды шаранурского (ПО856–ПО1252) и хайдайского комплексов (ПО2538–ПО1738)
Ольхонского региона

Компонент	ПО856	ПО2506	ПО2519	ПО1239	ПО1252	ПО2538	ПО2539	ПО2540	ПО1784	ПО1738
SiO ₂ , мас. %	70.37	69.56	72.76	75.11	74.11	56.10	58.97	63.60	69.92	71.94
TiO ₂	0.45	0.47	0.22	0.07	0.08	0.89	0.73	0.65	0.36	0.3
Al ₂ O ₃	14.66	14.71	14.26	13.38	13.53	16.32	17.08	18.18	15.11	14.36
Fe ₂ O ₃ общ.	1.25	3.49	2.57	1.15	1.84	7.27	6.58	4.17	2.94	2.78
MnO	0.03	0.05	0.02	0.01	0.02	0.15	0.11	0.05	0.05	0.04
MgO	0.55	0.55	0.43	0.16	0.13	4.64	3.57	1.59	1.21	0.77
CaO	1.66	1.65	1.39	0.77	0.71	7.15	5.80	3.67	3.06	1.99
Na ₂ O	3.02	3.16	2.37	2.37	2.48	4.29	3.99	4.95	4.13	3.77
K ₂ O	5.18	4.52	5.24	6.4	6.59	1.87	2.01	2.28	2.2	3.23
P ₂ O ₅	0.11	0.13	0.10	0.03	0.05	0.27	0.21	0.22	0.1	0.09
П.п.п.		1.54	0.29	0.34	0.15	1.11	1.01	0.61	0.57	0.58
Сумма	99.79	100.09	100.13	99.76	99.63	100.22	100.19	100.21	99.65	99.85
Li, г/т	30	26	6	2	4	22	18	26	22	12
Rb	86	84	86	99	113	54	52	54	50	74
Ba	2100	3000	7400	2300	2300	1000	1200	1900	773	1100
Sr	280	290	420	340	760	550	690	640	530	420
Pb	18	24	31	23	23	11	10	12	16	11
Zn	60	71	35	5	17	150	86	77	58	29
Sn	1.4	2.2	1.2	0.4	0.9	1.4	1.9	1.5	1.7	1.2
Cu	9.2	5.8	9.3	15	15	9.8	17	14	34	12
Co	5.4	4	3	2.8	2.5	27	32	12	8	5.5
Ni	6.5	5.6	8.8	6.5	10	70	55	18	18	9.4
Cr	7.2	2	2	4.4	9.4	120	2	2	15	9.5
V	36	33	35	7.6	39	170	140	58	38	28
La	83	72	250	31	110	26	17	27	19	12
Ce	135	166	538	71	190	38	23	39	27	26
Nd	54	42.3	92	23	100	14	7.3	9.5	12	10
Yb	2.5	2.9	1.2	0.2	1.2	1.4	1.4	1.3	0.84	0.91
Y	23	25.3	10.5	1.9	9.4	16	14	8.5	5	8.4
Zr	400	447	349	80	290	163	141	380	120	120
F	250	Не опр.	Не опр.	100	150	Не опр.	Не опр.	Не опр.	450	150

Примечание. ПО856 — биотитовый гранит к северу от бухты Узур; ПО2506–1252 — Шаранурский гранито-
гнейсовый купол; Крестовский массив: ПО2538 — габбро-диорит, ПО2539 — диорит, ПО2540, ПО1784 — гранодиорит,
ПО1738 — гранит. Здесь и в табл. 2: анализы выполнены в ИГХ СО РАН методами РФА (силикатный), аналитик А.Л. Фин-
кельштейн; редкие элементы: методом фотометрии пламени (Li, Rb, Л.В. Алтухова), АЭА (аналитики: М.В. Пажитных,
О.В. Зарубина, В.А. Русакова).

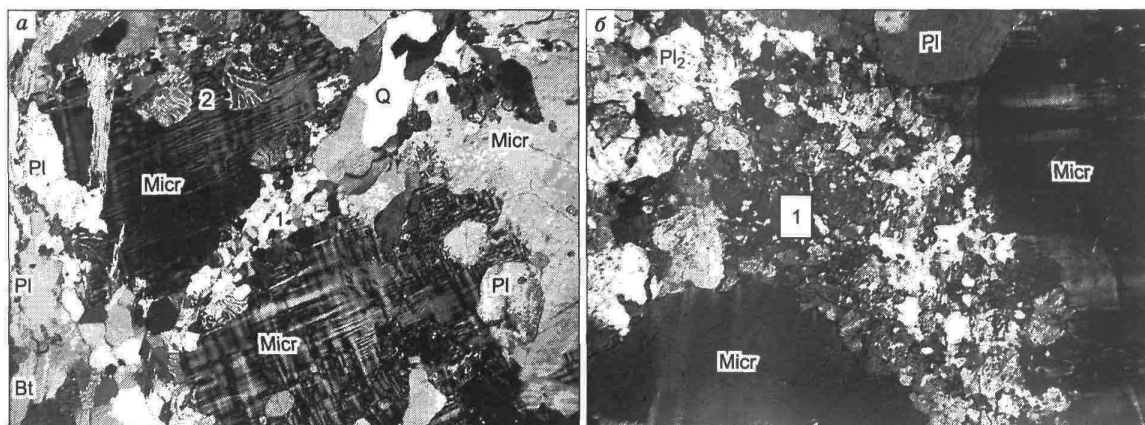


Рис. 2. Биотитовый гранит шаранурского комплекса:

Micr — микроклин, Q — кварц, Pl — плагиоклаз, Bt — биотит; *а* — развитие крупного микроклина с мирмекитами на границе с плагиоклазом; *б* — кристаллизация мелкозернистого гранита по трещинам — результат позднего подплавления. Ув. 32, николи скрещены.

изучение геохимии гранитоидов этого комплекса по всей площади Ольхона и Приольхонья показало, что соотношение в них K_2O и Na_2O , а также состав их редких элементов очень разнообразен и зависит от особенностей состава непосредственно вмещающих пород [Макрыгина, Петрова, 1996]. Для средней и северной части о. Ольхон характерны мигматиты, гранитогнейсы и граниты, обогащенные РЗЭ и Zr (табл. 1), что и определило выбор этого купола для изучения циркона.

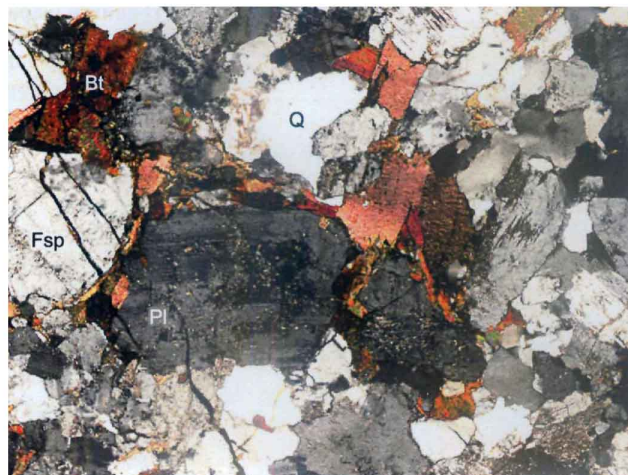
КРЕСТОВСКИЙ МНОГОФАЗНЫЙ МАССИВ ХАЙДАЙСКОГО КОМПЛЕКСА

Гранитоиды хайдайского комплекса приурочены к выходам ангинской толщи. Главная ее часть обнажается в юго-западной части Приольхонья от бухты Орсо до р. Бугульдейка, где она срезается Приморским разломом (см. рис. 1). В ангинской толще кварцит-доломит-мраморные пачки переслаиваются с биотит-амфиболовыми и эпидот-амфиболовыми сланцами, отвечающими по составу вулканитам среднего и основного состава (андезитам, андезибазальтам и базальтам). Местами эти породы сохраняют структуры плагио- и амфиболовых порфиров. По геохимическим особенностям они отвечают образованиям развитых островных дуг [Макрыгина и др., 2000а]. В ангинской толще широко развиты интрузивные образования — от пироксенит-габбро-габбро-диоритовых массивов озерского комплекса до габбро-диорит-диорит-гранодиорит-гранитных массивов хайдайского комплекса. Породы хайдайского комплекса имеют типично магматические гипидиоморфно-зернистые структуры и массивные текстуры. Часто встречаются разности с зональными вкрапленниками плагиоклазов (рис. 3). Темноцветные минералы представлены роговой обманкой и редким пироксеном в габбро-диоритах, амфиболом и биотитом в диоритах и биотитом в гранитах. Среди аксессуарных минералов распространены сфен и апатит, реже встречаются удлиненные зерна циркона и флюорит.

По геохимическим характеристикам (табл. 1, рис. 4) интрузивные породы идентичны метавулканитам толщи, что позволило нам интерпретировать и эффузивные, и интрузивные породы ангинской свиты как магматические производные зрелой островной дуги, названной нами Ангино-Таланчанской [Макрыгина, Петрова, 2005]. Значительное количество метаосадков с признаками накопления в окислительных условиях (в отличие от графитсодержащих метаосадков ольхонской серии) свидетельствует, на наш взгляд, об отложении всей толщи на склонах островной дуги. Ангинская толща была метаморфизована в два этапа: в условиях амфиболитовой фации на коллизионной стадии и наложенного эпидот-амфиболитового метаморфизма на этапе сдвигового тектогенеза [Федоровский и др., 1995; Макрыгина, Петрова, 2005]. Об этом свидетельствует развитие эпидота в катаклазированных диопсид-амфиболовых сланцах. Мигматизация пород здесь не проявлена. Зато широко распространены многофазные интрузии озерского и хайдайского комплексов и дайки гранитов, сиенитов, гранодиоритов, диоритов, по составу близкие к поздним фазам хайдайского комплекса (табл. 2) и представляющие их жильную серию. Они пересекают и вулканогенно-осадочную толщу, и массивы озерского и хайдайского комплексов и резко отличаются преобладанием натрия от жил калиевых пегматоидных гранитов шаранурского комплекса.

Рис. 3. Гранодиорит хайдайского комплекса ПО2539, гипидиоморфно-зернистая структура с зональными плагиоклазами.

Ув. 32, николи скрещены.



Взаимоотношения габбро-диоритов, диоритов, гранодиоритов и гранитов в Крестовском массиве интрузивные, с четким пересечением разновидностей, что предполагает последовательное внедрение и фазовые соотношения [Макрыгина и др., 2010]. В то же время нередко пересечения с образованием магматических брекчий, захват ксенолитов вмещающих порфиров (рис. 5), что указывает на неспокойную тектоническую обстановку в период внедрения.

СТРОЕНИЕ ЦИРКОНОВ, СОСТАВ В НИХ ИЗОТОПОВ U, Th, Pb И ВОЗРАСТ

Для изучения особенностей роста циркона и определения возраста его оболочек мы выбрали именно Шаранурский гранитогнейсовый купол как эталонный для шаранурского комплекса. В центре купола, в 200 м от берега оз. Шара-Нур была отобрана пр. ПО2519 весом 14 кг, из которой был выделен циркон (порядка 350 мг). Для выбора участков датирования использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Накопление катодолюминесцентных изображений проводилось на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500.

Локальное U-Pb датирование цирконов было проведено на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ по стандартной методике [Williams, 1998; Larionov et al., 2004]. U-Pb отношения нормализовались по стандартному циркону Temora [Black et al., 2003]. Обработка полученных данных проводилась с помощью программы SQUID [Ludwig, 2001a], при построении графиков с конкордией использовалась программа ISOPLOT [Ludwig, 2001b]. Эллипсы ошибок и погрешности конкордантных возрастов приведены для интервала 2σ .

Зерна цирконов из пр. ПО2519 желтоватые, прозрачные и полупрозрачные. Они состоят из ядра и одной или двух оболочек. Ядра интенсивно деформированы, иногда будинированы по сравнению с оболочками (рис. 6). Большая часть выделенных цирконов представлена удлиненно-призматическими кристаллами с $K_y = 2.59—2.85$. В большинстве зерен циркона наблюдаются включения кристаллов апатита и рудного минерала, а также расплавные и флюидные включения, которые изучены Е.В. Толмачевой. В катодолюминесцентном и оптическом изображении зерна имеют тонкую зональность. Центральные части зерен более темные по сравнению с оболочками. Внешняя оболочка значительно более светлая (см. рис. 6-1, 6-7).

Ядра (Zr_1) разного типа: незональные, прозрачные, часто будинированные (см. рис. 6-2), реже слабокорродированные, с тонкой осцилляторной зональностью (рис. 6-1). В незональных прозрачных

ядрах содержатся единичные включения расплава, полностью раскристаллизованного, характерные для интрузивных пород, и твердофазовые включения апатита и рудного минерала. Они свидетельствуют о кристаллизации этих ядер цирко-

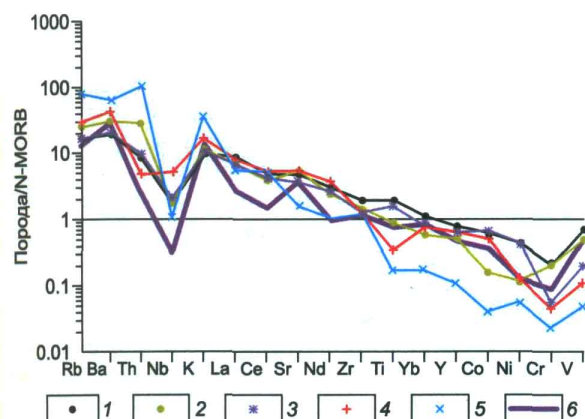


Рис. 4. Спайдер-диаграмма редкоземельного состава метавулканитов ангинской толщи (1, 2); диорита (3), гранодиорита (4) и гранита (5) хайдайского комплекса (Крестовского массива); 6 — средние андезиты Камчатки [Иванов, 1990]. Нормировано по NMORB [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

Таблица 2. Состав даек пегматоидных гранитов шаранурского комплекса (О61–О541) и жильной серии хайдайского комплекса (ПО1632–ПО1937)

Компонент	О61	О511	О541	ПО1632	ПО1628	ПО1723	ПО1924	ПО1937
SiO ₂ , мас. %	73.3	74.28	72.6	65.59	70.61	72.82	73.17	74.38
TiO ₂	0.08	0.01	0.55	0.35	0.29	0.14	0.1	0.11
Al ₂ O ₃	15.3	13.62	13.25	15.63	15.43	14.2	13.19	13.74
Fe ₂ O ₃	0.1	0.05	0.02	0.1	1.07	0.46	0.62	1.03
FeO	0.39	1.29	0.05	2.87	1.61	2.33	2.78	1.26
MnO	0.01	0.03	0.06	0.04	0.03	0.04	0.05	0.03
MgO	0.15	0.11	0.66	0.91	0.88	0.38	0.33	0.32
CaO	1.06	0.44	1.67	2.81	2.55	1.53	1.22	1.19
Na ₂ O	2.44	2.76	2.21	4.49	4.5	5.08	3.43	3.77
K ₂ O	6.69	6.30	8.62	2.03	1.99	2.5	4.46	3.33
P ₂ O ₅	0.02	0.10	0.01	0.12	0.1	0.04	0.04	0.04
П.п.п.	0.52	1.04	0.23	0.6	0.62	0.08	0.28	0.53
Сумма	99.96	100.03	99.93	100.05	100.02	100.02	100.10	99.73
Li, г/т	0.1	0.7	0.1	18	20	22	4	6
Rb	113	364	528	46	46	52	62	82
Ba	3600	25	110	870	820	860	913	1500
Sr	300	100	91	610	580	420	290	290
Pb	28	28	57	11	7.9	5.1	9.3	16
Zn	5	0.1	0.1	40	43	49	39	5
Sn	1	1.9	1.2	0.9	1	3.7	1.9	0.5
Cu	9.1	3.5	2.2	21	8.1	23	14	39
Co	4.1	1.9	1	5.7	5.2	5.3	6.3	9.2
Ni	7.9	2	2	10	12	14	12	8.2
Cr	8	9.1	6.6	10	13	16	13	7.1
V	4	2.5	2.5	36	43	3.5	13	11
La	120	5	5	26	20	15	15	5
Ce	120	20	20	55	44	30	20	15
Nd	34	5	5	24	14	13	5.2	6
Yb	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.21	0.5
Y	4.6	2	2	4.8	4.3	4	1.6	5.6
Zr	170	10	5	150	130	140	110	90
F	170	70	90	200	300	290	280	250

Примечание. Пегматоидные граниты — О61 — р. Кучелга, О511, О541 — тажеранские степи; ПО1632, ПО1628 — дайки диорита и гранита, Озерский массив; ПО1723 — плагиогранит-порфир, оз. Хали; ПО1924 — дайка гранита в Крестовском массиве, ПО1937 — дайка гранита у контакта Озерского массива, бухта Хариузовая. Полужирным шрифтом выделены различия в содержании щелочей двух комплексов.

нов из магматического расплава на значительных глубинах. В ядрах с тонкой зональностью наблюдаются единичные первичные (сингенетичные, судя по расположению в ростовой зональности) расплавные включения, частично раскристаллизованные, которые состоят из кристаллических фаз, стекла и газового пузырька (см. рис. 6-3, 6-4). Подобные включения характерны для гипабиссальных пород.

Ядра в цирконах могли бы быть ксеногенными и иметь разный генезис. Захваченные обломки цирконов имеют обычно более древний возраст, чем оболочки [Макрыгина и др., 2013]. Но ни одно из ядер не дало значимо более древний возраст, который можно было бы ожидать при захвате расплавом обломков цирконов. В ядрах также наблюдаются вторичные полностью раскристаллизованные расплавные включения, проникающие в них по трещинкам из первой оболочки (см. рис. 6-6). Степень сохранности всех включений в ядрах плохая — большая часть включений подверглась естественной декрипитации, что свидетельствует о наложенных тектонических движениях и высоких температурах.

Первая оболочка (Zr₂), обрастающая ядро, имеет тонкую ростовую зональность (см. рис. 6-1, 6-2) и содержит много расплавных первичных, полностью раскристаллизованных включений, кристаллов апатита и флюидных включений. Большинство из последних декрипитировано, сохранились только

Рис. 5. Магматическая брекчия ксенолитов вмещающих плагиопорфиров (1), габбро-диоритов (2) в диорите (3), и все это — в гранодиорите (4), хайдайский комплекс, падь Широкая.



субмикроскопические флюидные включения. Расплавные включения в этой оболочке часто «прилипают» к поверхности ядер и кристалликам апатита, образуя комбинированные включения (см. рис. 6-5). В некоторых расплавных включениях отмечается фаза силикатного стекла, что позволяет предположить незначительную глубину кристаллизации расплава на этом этапе дорастания циркона. Поверхность первой оболочки несет следы частичного растворения и коррозии, что вместе с плохой сохранностью флюидных включений свидетельствует о повторном метаморфизме.

Вторая (внешняя) (Zr_3) оболочка цирконов тонкая и не имеет зонального строения (см. рис. 6-1). Она наблюдается не на всех зернах цирконов, но ее наличие придает цирконам более идиоморфную форму. В этой оболочке регистрируются только субмикроскопические флюидные включения. Цепочки флюидных включений из второй оболочки проникают в первую оболочку, иногда в ядра, приводя к их переработке. Присутствие только флюидных включений во второй оболочке свидетельствует о метаморфогенной ее природе. Но коррозия и частичная переработка внутренней оболочки на контакте с внешней и редкое появление в них на этих участках раскристаллизованных расплавных включений позволяют сделать вывод о повторном подплавлении.

В разных зонах цирконов были проведены измерения изотопных отношений $^{206}Pb/^{238}U$, $^{232}Th/^{238}U$, $^{207}Pb/^{235}U$ и $^{207}Pb/^{206}Pb$ для определения возраста (табл. 3, 4). Содержания урана в цирконах колеблются около 1500 г/т с минимумом 276—303 и максимумом 2337 г/т. Концентрации тория варьируют от 37 до 879 г/т, слабо коррелируя с ураном. Отношения $^{232}Th/^{238}U$ меняются от 0.17 до 0.45, при этом в ядрах среднее значения 0.33, в 1-й оболочке — 0.35, а во 2-й — 0.24, что указывает на магматическую природу ядра и первой оболочки и метаморфогенную — второй.

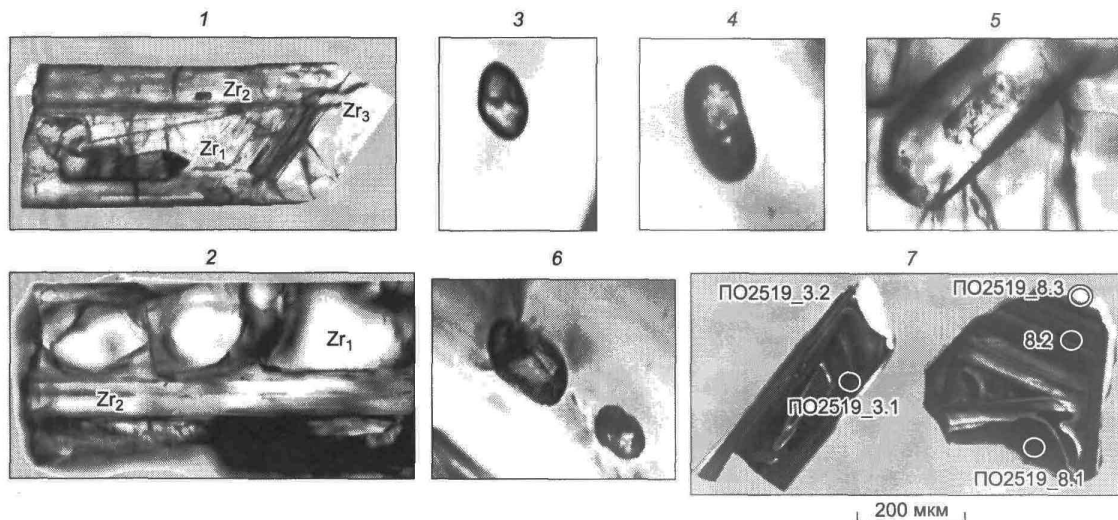


Рис. 6. Строение цирконов из гранита PO2519:

1, 7 — зональное зерно циркона в оптическом и катодолуминесцентном изображении с ядром (Zr_1), 1-й и 2-й оболочками (Zr_2 и Zr_3); 2 — фрагмент зерна с будинированным ядром (Zr_1), окруженным оболочкой, к которой «прилипли» раскристаллизованные расплавные включения; 3—6 — расплавные включения: 3 — в цирконе Zr_1 , раскристаллизованные, 4 — стекловатые, частично раскристаллизованные в Zr_2 , 5 — расплавное включение во включении апатита в Zr_1 , 6 — расплавные включения в Zr_3 ; 7 — расположение точек измерения возраста в разных зонах зерен циркона (катодолуминесцентное изображение).

Таблица 3. U-Pb-Th изотопные данные для цирконов из гранита шаранурского комплекса

№ точки	²⁰⁶ Pb _c , %	Концентрация, г/г			²³² Th/ ²³⁸ U	Возраст, млн лет	Изотопные отношения						K, отн. ед.	
		²⁰⁶ Pb _p	U	Th			(1)	(1)	±%	(1)	±%	(1)		±%
							²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*		²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U		
ПО2519_1.1	0.01	143	2175	834	0.40	476 ± 10	0.0568	1.6	0.600	2.8	0.0766	2.2	0.808	
ПО2519_1.2	0.10	22	351	56	0.17	453 ± 11	0.0568	2.2	0.570	3.3	0.0728	2.4	0.731	
ПО2519_2.1	0.00	78	1170	390	0.34	482 ± 10	0.0570	1.1	0.610	2.5	0.0776	2.3	0.901	
ПО2519_3.1	0.00	19	276	44	0.16	505 ± 12	0.0574	2.5	0.645	3.4	0.0815	2.4	0.921	
ПО2519_3.2	0.00	109	1617	597	0.38	486 ± 11	0.0568	0.95	0.613	2.4	0.0783	2.2	0.696	
ПО2519_4.1	0.01	137	2116	798	0.39	469 ± 10	0.0563	0.83	0.585	2.4	0.0754	2.2	0.937	
ПО2519_4.2	0.01	20	303	76	0.26	482 ± 11	0.0570	2.1	0.610	3.2	0.0776	2.4	0.751	
ПО2519_5.1	0.01	150	2337	954	0.42	465 ± 10	0.0562	0.81	0.579	2.4	0.0747	2.2	0.941	
ПО2519_5.2	0.00	43	734	103	0.14	428 ± 9	0.0565	1.5	0.535	2.7	0.0687	2.3	0.844	
ПО2519_6.1	0.03	123	1828	680	0.38	488 ± 11	0.0566	0.92	0.614	2.4	0.0786	2.2	0.925	
ПО2519_6.2	0.02	97	1484	458	0.32	470 ± 10	0.0565	1.0	0.590	2.5	0.0757	2.3	0.908	
ПО2519_7.1	0.04	94	1354	416	0.32	502 ± 11	0.0579	1.6	0.647	2.8	0.081	2.3	0.814	
ПО2519_7.2	0.00	21	313	37	0.12	487 ± 11	0.0570	2.7	0.617	3.7	0.0784	2.4	0.665	
ПО2519_8.1	0.06	85	1249	41	0.03	492 ± 11	0.0578	1.4	0.633	2.7	0.0793	2.3	0.850	
ПО2519_8.2	0.14	35	538	111	0.21	476 ± 11	0.0560	2.2	0.591	3.2	0.0766	2.3	0.905	
ПО2519_8.3	0.00	98	1512	579	0.40	471 ± 10	0.0576	1.1	0.601	2.5	0.0757	2.3	0.724	
ПО2519_9.1	0.02	102	1587	607	0.40	464 ± 10	0.0570	1.1	0.586	2.5	0.0747	2.3	0.900	
ПО2519_10.1	0.02	70	1076	368	0.35	473 ± 10	0.0562	1.2	0.590	2.6	0.0761	2.3	0.884	
ПО2519_11.1	0.05	75	1194	347	0.30	456 ± 10	0.0559	1.2	0.566	2.6	0.0733	2.3	0.882	
ПО2519_12.1	0.00	107	1657	490	0.31	468 ± 10	0.0564	0.99	0.585	2.5	0.0752	2.3	0.915	
ПО2519_13.1	0.00	71	1048	286	0.28	489 ± 11	0.0576	1.4	0.626	2.7	0.0788	2.3	0.857	
ПО2519_14.1	0.00	129	2018	879	0.45	463 ± 10	0.0561	0.93	0.576	2.4	0.0745	2.3	0.924	
ПО2519_14.2	0.02	127	1965	769	0.40	468 ± 10	0.0570	0.93	0.592	2.5	0.0753	2.3	0.927	

Примечание. Аналитик — И.П. Падерин. Ошибки приведены на уровне 1σ (для возрастов в млн лет, для отношений в %). K — коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Ошибка калибровки стандарта 0.65 %. Pb_c и Pb_p указывают обыкновенную и радиогенную составляющие соответственно. (1) — поправка на свинец обыкновенный вносилась по измеренному ^{204}Pb . 8.1, 8.2, 8.3 — номер точки анализа, 1 — ядро, 2 и 3 — первая и вторая оболочки.

Таблица 4. U-Pb-Th данные для цирконов из диорита ПО2539 хайдайского комплекса

№ точки	$^{206}\text{Pb}_c$, %	Концентрация, г/г			$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Возраст, млн лет	Изотопные отношения						K, отн. ед.	
		$^{206}\text{Pb}_p$	U	Th			(1)	(1)	±%	(1)	±%	(1)		±%
							$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$		$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$		
ПО2539.9.1	0.12	116	1973	1098	0.57	426 ± 2.9	0.0547	1.2	0.5151	1.4	0.0683	0.70	0.505	
ПО2539.7.1	0.04	88	1374	224	0.17	464 ± 3.3	0.0555	1.4	0.5709	1.6	0.0746	0.74	0.476	
ПО2539.8.1	0.05	64	981	148	0.16	474 ± 3.5	0.0561	1.4	0.5899	1.6	0.0763	0.77	0.482	
ПО2539.6.1	0.17	56	847	329	0.40	477 ± 4.1	0.0577	2.2	0.6100	2.4	0.0768	0.89	0.376	
ПО2539.1.1	0.05	69	1046	464	0.46	477 ± 3.4	0.0555	1.7	0.5880	1.9	0.0768	0.74	0.397	
ПО2539.10.1	0.04	164	2481	2322	0.97	478 ± 3.1	0.0566	0.84	0.6007	1.1	0.0770	0.67	0.621	
ПО2539.2.1	0.04	200	3023	2394	0.82	479 ± 3.0	0.0564	0.69	0.5999	0.95	0.0771	0.64	0.680	
ПО2539.7.2	0.00	74	1083	254	0.24	492 ± 3.5	0.0574	1.1	0.6280	1.3	0.0793	0.73	0.553	
ПО2539.5.1	0.09	77	1124	640	0.59	493 ± 3.4	0.0569	1.3	0.6236	1.5	0.0794	0.73	0.496	
ПО2539.3.1	0.09	97	1408	841	0.62	494 ± 3.3	0.0575	1.1	0.6317	1.3	0.0797	0.70	0.527	

Примечание. Аналитик — Лепехина Е.Н. Ошибки приведены на уровне 1σ (для возрастов в млн лет, для отношений в %). Pb_c и Pb_p указывают обыкновенную и радиогенную составляющие соответственно. K — коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Ошибка калибровки стандарта 0.53 %. (1) — поправка на обыкновенный свинец вносилась по измеренному ^{204}Pb . 7.2, 5.1 и 3.1 — ядра Zr₁; 2.1, 10.1 — Zr₂, 1.1 — 9.1 — оболочки.

Рис. 7. Диаграмма $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ с конкордией для цирконов из гранита ПО2519 шаранурского комплекса.

По отношениям $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в пр. ПО2519 был рассчитан довольно узкий диапазон значений возраста (см. табл. 3). Конкордантный возраст для всей породы в целом составляет 476 ± 4 млн лет (рис. 7). Гистограмма возрастов, построенная по всем точкам, идеальная однопиковая (рис. 8). Однако гистограммы U-Pb возрастов, построенные отдельно для ядер цирконов и их оболочек пр. ПО2519, показали, что, несмотря на частичное перекрытие интервалов возраста, обусловленное ошибкой анализа, наблюдается явное уменьшение значений возраста от ядра к внешней оболочке (рис. 9).

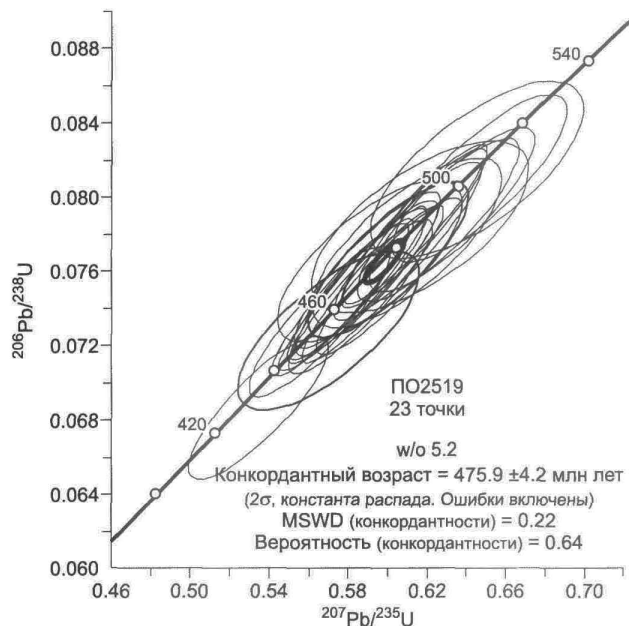
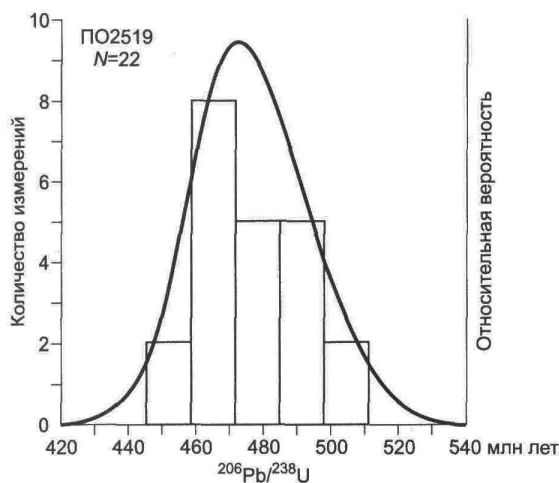
Был проведен анализ участков изотопных измерений в зернах цирконов — для уточнения их приуроченности к разным зонам роста и для исключения возможных искажений измерений за счет присутствия фрагментов других зон или флюидных и расплавных включений. По полученным данным, из всей совокупности точек измерения (23) были отобраны только те, которые не имеют искажений (отсутствуют признаки метамиктности цирконов) — 8 точек измерений.

1. Для ядер наиболее надежными являются измерения возраста (млн лет) в точках 3.1 (505 ± 12), 7.1 (502 ± 11), 6.1 (488 ± 11) и 13.1 (489 ± 11) (см. табл. 2, рис. 3-6, 3-7), которые, вероятно, соответствуют началу кристаллизации расплавов, выплавленных из гранитогнейсов на регрессивном этапе первого эпизода метаморфизма.

2. Для первой оболочки — точки в зернах 2.1 (возраст 482 ± 10) и 7.2 (487 ± 11). Эти возрасты не сильно отличаются от возраста ядер, но оболочка содержит частично нераскристаллизованные расплавные включения, что обусловлено дальнейшей кристаллизацией породы на меньшей глубине при полной кристаллизации центральной части гранитогнейсового купола.

3. Для второй оболочки — точки 1.2 (возраст 453 ± 11) и 11.1 (456 ± 10). В это время, по-видимому, происходило дорастание цирконов на втором этапе метаморфизма.

В Крестовском массиве были опробованы породы всех фаз массива, но цирконы удалось выделить только из диоритов и гранодиоритов (пробы ПО2539 и ПО2540). Помимо длинных светло-желтых зерен цирконов в концентратах содержалось довольно много апатита и, в отличие от шаранурских гранитов, флюорита.



Цирконы в пробе диорита ПО2539 имеют сложное строение и часто сильно изменены. Зерна состоят из ядра и одной или двух оболочек. Ядра двух типов: Zr_1 — преимущественно без ростовой зональности и Zr_2 — обычно с ростовой зональностью (рис. 10-1, 10-2). Zr_2 наблюдается как в виде ядер, так и в виде первой оболочки на ядрах Zr_1 . Границы между Zr_1 и Zr_2 как со следами слабой коррозии, так и без нее. В Zr_1 и в Zr_2 наблюдаются аналогичные расплавные, полностью раскристаллизованные включения, подтверждающие магматический генезис диорита, что вполне согласуется с его гипидиоморфно-зернистой структурой и харак-

Рис. 8. Гистограмма для всех точек измерения U-Pb возраста цирконов ПО2519.

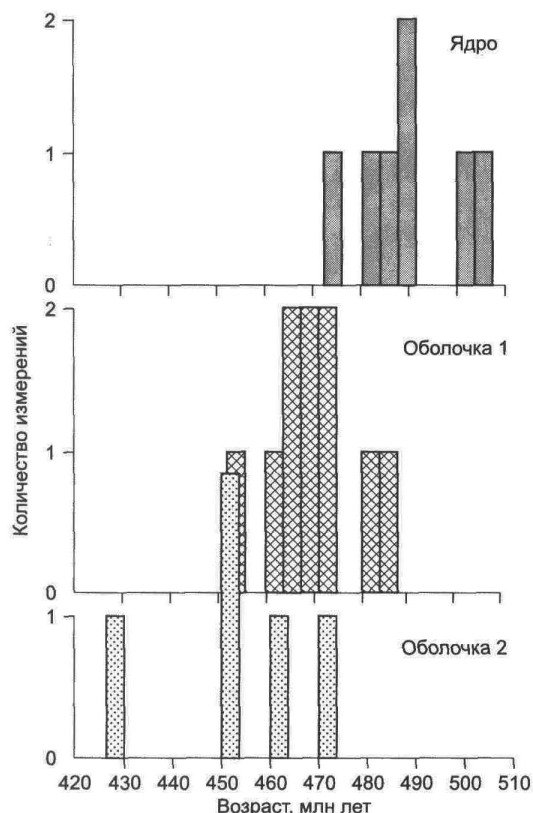


Рис. 9. Гистограммы возрастных U-Pb определений для ядер и оболочек цирконов пр. ПО2519.

тером внедрения (см. рис. 5). Кроме того, в Zr_1 расплавные включения обычно «взорваны» (см. рис. 10-4), а в Zr_2 и Zr_3 они сохранились хорошо (см. рис. 10-6, 10-7). Это может быть результатом резкого перемещения кристаллизующейся магмы наверх с подплавлением, с резорбцией ранних ядер циркона и обрастанием их новыми ядрами в условиях более низкого давления.

Внешняя оболочка (Zr_3) обычно тонкая, только с флюидными включениями, свидетельствующими об ее метаморфогенном генезисе. Она часто не сплошная, а развивается только по одному или обоим пирамидальным окончаниям зерен (см. рис. 10-1). Метаморфогенный флюид проникает также в ядра и в первую оболочку по трещинам и приводит к проработке циркона вдоль них.

Характерной чертой цирконов в пр. ПО2539 является разная степень деформированности и резорбированности одинаковых зон, наличие многочисленных минеральных, преимущественно кварцевых, включений в ядрах (рис. 10-5), широкая распространенность сростков различных цирконов (рис. 10-7) и разные размеры оболочек и ядер. Это свидетельствует о быстром и неравномерном росте цирконов в процессе движения расплава с одновременной кристаллизацией других минералов.

Анализ участков измерения изотопных соотношений в той или иной зоне циркона (см. рис. 10) показал, что конкордантный возраст 493 ± 4 млн лет (см. рис. 11, а) соответствует наиболее ранним ядрам (Zr_1). Конкордантный возраст 477 ± 3 млн лет (см. рис. 11, б) соответствует поздним ядрам (Zr_2) или первой оболочке на ранних ядрах и собственно возрасту диоритов Крестовского массива (см. табл. 4).

В следующей фазе Крестовского массива — гранодиорите, возраст циркона не был определен, хотя по облику он одинаков с цирконом диоритов, также зонален и содержит такие же включения. По данным Ar-Ag метода, плагиоклазы из диорита имеют возраст 484 млн лет, а из жильного гранодиорита — 465 млн лет [Макрыгина и др., 2010].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как показали геологические исследования, развитие высокоградиентного метаморфизма в Ольхонском регионе было обусловлено поступлением тепла в процессе коллизионного надвигообразования на раннем этапе и сдвигового тектогенеза на позднем [Федоровский и др., 1993; Макрыгина, Петрова, 2005]. Прогрессивный этап метаморфизма в ольхонской серии завершился слабым проявлением энтербитизации в зоне гранулитовой фации и интенсивным развитием мигматизации и гранитогнейсовых куполов в зоне амфиболитовой фации, которое перешло в анатектическое плавление в центральных частях купольных структур (шаранурский комплекс). Это подтверждается как появлением массивных разностей гранитов в центре Шаранурского купола, так и наличием расплавных включений в ядрах формирующихся на данном этапе цирконов в гранитах. То, что включения раскристаллизованы, свидетельствует о значительной глубине выплавки и спокойной кристаллизации расплава. Ядра цирконов кристаллизовались одновременно с другими акцессорными минералами — апатитом и магнетитом. Однако уже на этом этапе цирконы претерпевали деформацию (см. рис. 6-2). Можно было бы предположить ксеногенный характер ядер цирконов и их принадлежность к осадочному протолиту. Такие ядра, действительно, были датированы в цирконах из гнейсов о. Ольхон [Гладкочуб и др., 2007] и дали возраст 1012 и 2573 млн лет (SHRIMP-II). Полученный нами U-Pb возраст ядер цирконов 488—505 млн лет соответствует возрасту этапа гранулитового метаморфизма двупироксеновых сланцев п-ова Хадарта и мыса Хобой [Гладкочуб и др., 2007], т.е. пику прогрева толщи, и цирконы являются сингенетическими гранитообразованию.

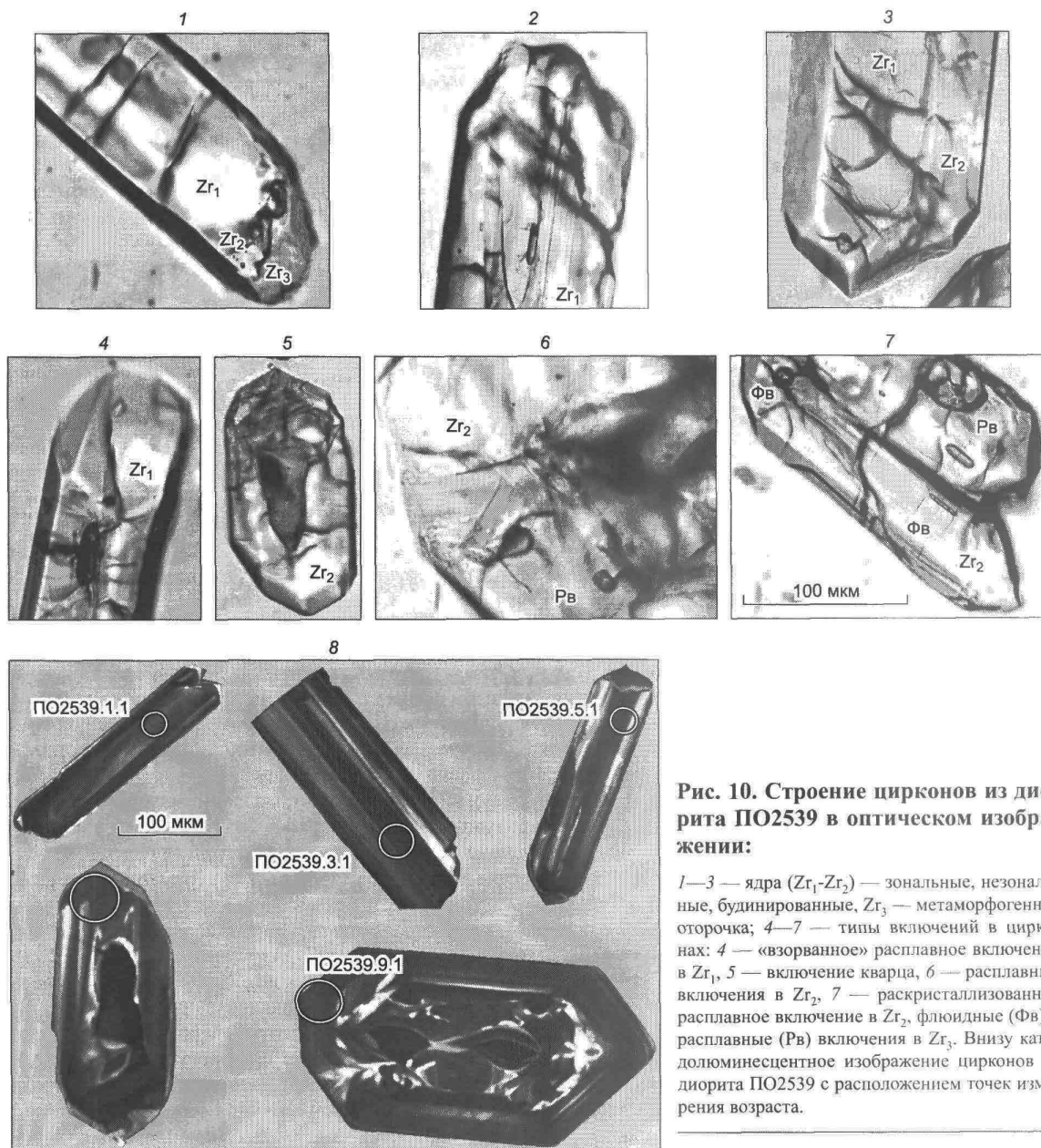


Рис. 10. Строение цирконов из диорита ПО2539 в оптическом изображении:

1—3 — ядра (Zr_1 — Zr_2) — зональные, незональные, будинированные, Zr_3 — метаморфогенная оторочка; 4—7 — типы включений в цирконах: 4 — «взорванное» расплавленное включение в Zr_1 , 5 — включение кварца, 6 — расплавленные включения в Zr_2 , 7 — раскристаллизованное расплавленное включение в Zr_2 , флюидные (Фв) и расплавленные (Рв) включения в Zr_3 . Внизу катодолуминесцентное изображение цирконов из диорита ПО2539 с расположением точек измерения возраста.

Сдвиговые деформации привели к резкой гетерогенизации напряжений. Северные крылья сдвигов испытали усиление давления до 10 кбар с образованием эклогитоподобных пород [Петрова, Левицкий, 1984]. На южных крыльях происходило снижение давления, выразившееся в формировании кварцит-мраморных меланжей и оперяющих зону сдвига даек пегматоидных гранитов. Это признаки взбрососдвигового характера деформаций, которые привели к совместному с вмещающей толщей перемещению частично закристаллизованных магм на малую глубину, некоторому разогреву и новому частичному плавлению гранитов. В условиях быстрого подъема породообразующие минералы катаклазировались, а ядра цирконов будинировались и обрастали новой оболочкой, содержащей нераскристаллизованные расплавленные включения. Такие включения могут свидетельствовать о резком подъеме частично закристаллизованного расплава и быстром дорастании зерен циркона на меньшей глубине при более низкой температуре и давлении. О том, что эти движения происходили быстро, свидетельствует близкий возраст первой оболочки (482—487 млн лет) к возрасту ядер цирконов.

Третья, внешняя оболочка зерен цирконов имеет возраст 453—456 млн лет. Ей предшествует коррозия первой оболочки. В ней содержатся газово-жидкие флюидные включения и первичные распла-

ных и интрузивных фаз характерны для современной Курило-Камчатской островной дуги [Взаимосвязь..., 1982; Иванов, 1990; Антонов, 2008]. Особенности состава интрузивных пород хайдайского комплекса — $Na > K$, высокие содержания Sr, Zn, Cu, умеренные PЗЭ, низкий Nb и Th (см. рис. 12) — также характерны для островодужных магматических образований [Макрыгина и др., 2000а; Иванов, 1990] и резко отличают их от гранитов шаранурского комплекса. Жильная серия хайдайского комплекса, рассекающая и метаморфизованные метавулканиды, и мраморы ангинской свиты, и массивы габбро озерского комплекса, и габбро-диорит-диорит-гранодиорит-гранитный Крестовский массив, также по составу близка гранитоидам поздних фаз этого комплекса (см. рис. 12).

В то же время цирконы диоритов и гранодиоритов Крестовского массива также имеют сложное строение с двумя этапами роста ядер и внешней оболочкой. Рост ядра циркона, видимо, прерывался резким перемещением расплава наверх, в результате чего включения расплава в ранних ядрах взрывались, а ядра деформировались. Рост второго ядра и оболочки происходил вместе с кристаллизацией породы в целом, о чем говорят многочисленные включения кварца и расплавные включения, частично раскристаллизованные. Гранитоиды кристаллизовались на небольшой глубине, что отражается в зональном строении плаггиоклазов, похожих на субвулканические образования, и появлении стекловатых расплавных включений.

Вопрос о генезисе раннего ядра циркона сложный: это либо цирконы ранней генерации, кристаллизующиеся в очаге генерации магмы или в промежуточном очаге, либо унаследованные от плавящегося субстрата. Но то, что: 1) они есть практически во всех зернах циркона, хотя и сильно резорбированы, 2) они содержат «взорванные» или полностью раскристаллизованные расплавные включения и 3) часто наблюдаемая худшая сохранность циркона первой оболочки, чем ядер, позволяет предположить, что, по-видимому, возраст ранних ядер (493 ± 4 млн лет) соответствует началу кристаллизации магмы, а возраст (477 ± 3 млн лет) — возрасту окончания кристаллизации магмы, после ее внедрения (возрасту диоритов). Таким образом, длительность существования магматического очага составляла, вероятно, около 16 млн лет.

Внешняя метаморфогенная оболочка у цирконов хайдайских гранитоидов образуется редко и почти не содержит флюидных включений. Это согласуется с «сухим» режимом и более низкими температурами метаморфизма в ангинской толще, что проявляется в сохранности первичных структур метавулканидов и отсутствии мигматизации [Макрыгина, Петрова, 1996].

Но самое удивительное то, что возраст ядер и оболочки цирконов из диорита Крестовского массива (493 ± 3 — 477 ± 7 млн лет) почти совпадает с возрастом цирконов шаранурских гранитов — 505 — 488 ± 11 млн лет. При этом модельный возраст хайдайских гранитоидов составляет менее 1 млрд лет и $\epsilon_{Nd}(T) = +3 \div 6$. Положительные величины последнего и низкие $Sr_0 = 0.703$ — 0.704 указывают на то, что источник расплава был мантийным [Макрыгина и др., 2010] или ювенильным. Получается, что расплавы этих комплексов кристаллизовались в одно и то же время, но в разных геодинамических обстановках (структурных блоках) и имеют разные источники вещества.

Прямых взаимоотношений массивов гранитов того и другого комплекса нет. Ранее считалось, что многочисленные дайки, рассекающие Озерский, Крестовский и Тажеранский массивы, а также вмещающие сланцы у их контактов, относятся к производным шаранурского комплекса. Однако их пестрый состав — от диоритов и сиенитов до гранитов, тонкозернистость, а также преобладание натрия над ка-

Таблица 5. Геохронологические данные по гранитоидам шаранурского и хайдайского комплексов

Объект	Порода, минерал	Метод	Возраст, млн лет	Источник
Озерский комплекс	Габбро	Nd-Sm	531 ± 23	[Бибикова и др., 1990]
Хайдайский комплекс Крестовский массив	Диорит-гранодиорит-гранит	Изохронный Rb-Sr	570 ± 18	[Макрыгина и др., 2000б]
	Диорит, циркон	U-Pb SHRIMP-II	493 ± 4 — ядра 477 ± 3 — оболочка	Наст. работа
	Диорит Гранодиорит	Ar-Ar, плаггиоклаз	484 ± 4.2 465 ± 4	[Макрыгина и др., 2010]
Ольхонская толща	Пироксеновые сланцы, Гранат-биотит, гнейсы Цирконы	U-Pb SHRIMP-II	498 ± 7 535 – 1012 2753	[Гладкочуб и др., 2007]
Шаранурский комплекс	Граниты	Изохронный Rb-Sr	522 ± 88	[Макрыгина и др., 2000б]
Шаранурский купол	Гранит, циркон	U-Pb SHRIMP-II	505 – 489 ± 11 , ядра; 482 – 487 ± 11 1 обол. 453 – 456 ± 10 2 обол.	Наст. работа

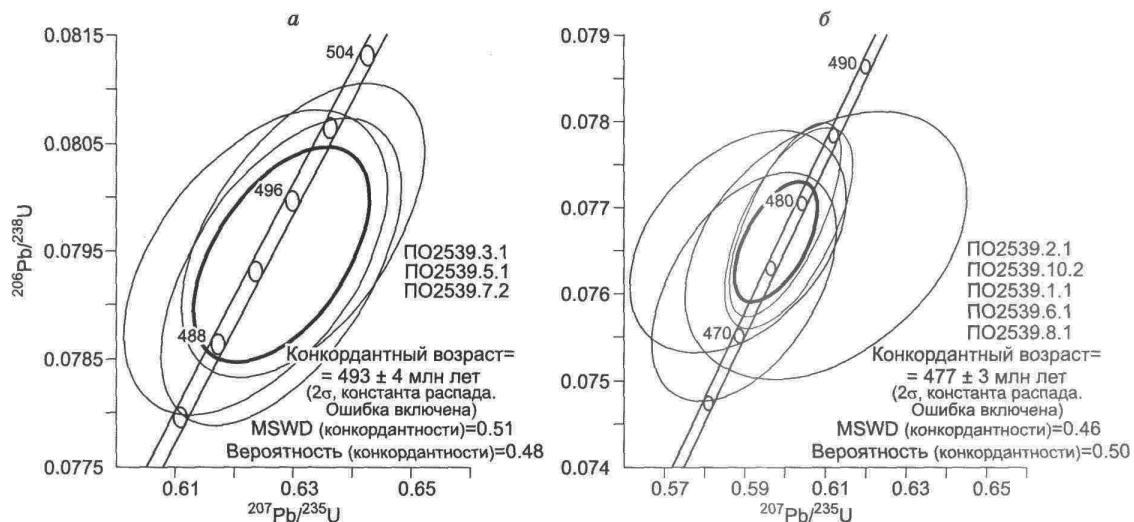


Рис. 11. Диаграммы $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ с конкордией для цирконов из гранита ПО2539 хайдайского комплекса.

a — ядра цирконов, *б* — оболочки.

ные, полностью раскристаллизованные включения. К этому времени граниты были закристаллизованы, но начавшийся новый этап амфиболитового метаморфизма привел к новому частичному подплавлению (см. рис. 2, б), коррозии и дорастанию внешней оболочки циркона с новыми полнокристаллическими расплавленными включениями на участках, где появился расплав. Обилие в этой оболочке флюидных включений подтверждает ее метаморфогенное происхождение с обилием летучих.

По составу гранитогнейсы и граниты Шаранурского купола относятся к калиевым гранитам, богатым барием, легкими РЗЭ, Th и Zr. Еще более калиевыми и обогащенными Rb являются их жильные производные (табл. 3, рис. 12). И строение пород, и сложная история кристаллизации цирконов, отсутствие четких интрузивных границ подтверждает участие в процессе зарождения, перемещения и кристаллизации шаранурских гранитоидов нескольких тектонических и метаморфических этапов, что удачно отражено А.Г. Владимировым в термине «синдвиговые стресс-граниты» [Владимиров и др., 2004]. Выплавление их из коровых пород подтверждается отрицательными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -5.2$ для пр. ПО2519 с модельным возрастом $T(\text{DM})_{\text{Nd}} = 1257$ млн лет [Макрыгина и др., 2010]. Близкий модельный возраст был получен для парасланцев мыса Хобой — 1524 млн лет [Гладкочуб и др., 2007].

В хайдайском комплексе состав пород меняется от диоритов до гранитов с закономерным увеличением Si и K и уменьшением Al, Fe, Mg, Ca, Sr, Zn, Co, Ni, V, что отражает дифференциацию расплава (см. табл. 1). Главным различием этих комплексов является то, что все производные шаранурского комплекса — от гранитогнейсов и участков массивных гранитов до обильной жильной серии пегматоидных гранитов и пегматитов, представлены только гранитными составами. Хайдайский комплекс — это дифференцированная серия от габбро-диоритов и диоритов до гранодиоритов и гранитов с интрузивными контактами и структурными особенностями малоглубинных пород. По составу они идентичны метавулканитам ангинской толщи и часто содержат их ксенолиты (см. рис. 4). Такие взаимоотношения эффузив-

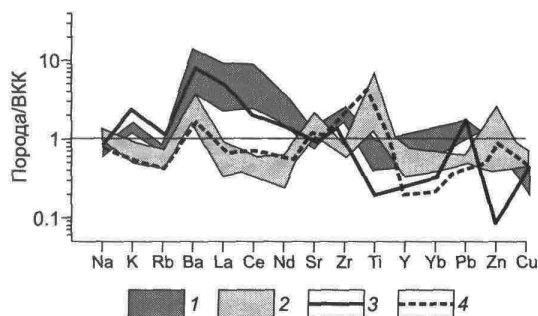


Рис. 12. Редкоэлементный состав гранитов Шаранурского гранитогнейсового купола (1) и дифференцированной серии гранитоидов Крестовского массива (2) хайдайского комплекса.

Состав даек: 3 — шаранурского, 4 — хайдайского комплексов; породы нормированы по верхней континентальной коре [Тейлор, МакЛеннан, 1988].

лием в большинстве даек и особенности их редкоэлементного состава (см. табл. 3, рис. 12), одинаковые с гранитоидами хайдайского комплекса, склоняют к выводу о принадлежности даек к жильной серии хайдайского комплекса. Такие дайковые серии описаны и в Курило-Камчатской островной дуге в связи с вулканоплутоническими комплексами [Антонов, 2008].

Остается вопрос: как могли в одно время кристаллизироваться островодужные магматические ассоциации и синколлизионные шаранурские граниты?

Здесь следует рассмотреть довольно большой геохронологический материал, полученный различными методами и авторами по этим комплексам (табл. 5). Все цифры образуют две группы. Одна имеет диапазон от 530—570 (редкие данные в озёрском и хайдайском комплексах) до 505—465 млн лет (огромное большинство в обоих комплексах). Другая группа цифр изредка обнаруживается в ядрах цирконов метаморфических пород ольхонской серии и имеет гораздо более древние возраста — 1012—2573 млн лет у Д.П. Гладкочуба [2007] и U-Pb возраст гранитоиднейса ольхонской серии (1890 млн лет), выполненный Е.Н. Бибиковой по цирконам [Бибикова и др., 1990]. Высокие значения возраста в ядрах цирконов можно объяснить захваченными реликтами более древней коры, тем более что они близки модельным Nd-возрастам вмещающих их сланцев. Видимо, на этапе взбрососдвигового тектогенеза произошла аккреция пластин задугового палеобассейна (ольхонской серии с шаранурскими гранитоидами) к коллизионному шву и блоку островной Ангино-Таланчанской дуги. Такой же сценарий развития региона предлагают Ю.А. Зорин с соавторами [2009].

ВЫВОДЫ

1. Геологическое строение метаморфических пород и гранитоидов Ольхонского региона однозначно свидетельствует о смене во времени надвигового тектогенеза взбрососдвиговыми движениями, выразившимися в катаклазе и меланжировании пород ольхонской серии и образовании магматических брекчий в хайдайском комплексе ангинской толщи.

2. Детальное изучение цирконов, включений в них и определение возраста на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II последовательных зон роста цирконов также показало многоэтапную кристаллизацию гранитоидов двух комплексов Ольхонского региона — шаранурского в ольхонской серии и хайдайского в ангинской.

3. Генерация расплавов двух комплексов по времени совпадает с этапом надвигового тектогенеза (505—485 млн лет), затем в обоих комплексах происходило резкое поднятие начавших кристаллизоваться расплавов (485—475 млн лет), отвечающее этапу взбрососдвигового тектогенеза, и полная кристаллизация с последующим воздействием на породы второго этапа метаморфизма (456 млн лет). Время появления и кристаллизации расплавов обоих комплексов укладывается в интервал от 16 до 20 млн лет.

4. В то же время мигматит-гранитный шаранурский комплекс по составу, текстурно-структурным особенностям и коровому источнику вещества отвечает синколлизионным калиевым гранитам, а дифференцированный габбро-диорит—диорит—гранодиорит—гранитный хайдайский комплекс по геохимическим особенностям, аналогичным метавулканитам ангинской толщи, и ювенильному источнику вещества близок современному островодужному магматизму.

5. В целом по имеющимся на сегодня данным можно предполагать, что интрузивный островодужный магматизм во времени был сближен с аккрецией отложений задугового бассейна (ольхонская серия) к краю кратона, с одной стороны, и с блоком островной дуги, с другой. Возможно, изначально осадочно-вулканогенные отложения островной дуги были надвинуты на аккреционную призму отложений задугового бассейна, о чем свидетельствуют более низкотемпературный и «сухой» метаморфизм ангинской толщи. Затем на этапе взбрососдвигового тектогенеза и роста гранитоиднейсовых куполов произошла активизация магматизма в ольхонском и ангинском блоках.

Работа выполнена при поддержке РФФИ грант (11-05-00515) и интеграционного проекта СО РАН ОНЗ-10.3 и научной школы НШ-6153. 2012.5.

ЛИТЕРАТУРА

Антонов А.Ю. Геохимия и петрология мезокайнозойских магматических образований и мантийный диапиризм. Новосибирск, Акад. изд-во «Гео», 2008, 250 с.

Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В., Сумин Л.В., Богдановская О.Г., Кирнозова Т.И., Ляликов А.В., Макаров В.А., Аракелянц М.М., Кориковский С.П., Федоровский В.С., Петрова З.И., Левицкий В.И. U-Pb, Sm-Nd и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л., Наука, 1990, с. 170—183.

Взаимосвязь разноглубинного магматизма / Ред. К.Н. Рудич. М., Наука, 1982, 268 с.

Владимиров А.Г., Федоровский В.С., Хромых С.В., Докукина К.А. Синсдвиговые стресс-граниты глубинных уровней коллизионной системы ранних каледонид Западного Прибайкалья // Докл. РАН, 2004, т. 397, № 5, с. 643—649.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М. Происхождение и эволюция Ольхонского террейна: синтез петрологических и геохронологических (SHRIMP-II) данных // Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), 2007, т. 1, вып. 5, с. 55—57.

Зорин Ю.А., Скляров Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М. Механизм развития системы островной дуга—задуговой бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифее—раннем палеозое // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (3), с. 209—226.

Иванов А.Н., Шмакин Б.М. Граниты и пегматиты Западного Прибайкалья. М., Наука, 1980, 219 с.

Иванов Б.В. Типы андезитового вулканизма Тихоокеанского подвижного пояса. М., Наука, 1990, 213 с.

Макрыгина В.А., Петрова З.И. Геохимия мигматитов и гранитов Приольхонья и о. Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия, 1996, № 7, с. 637—649.

Макрыгина В.А., Петрова З.И. Геохимия метаморфических комплексов Восточного побережья оз. Байкал и их корреляционные соотношения с породами западного берега // Геохимия, 2005, № 5, с. 485—502.

Макрыгина В.А., Петрова З.И., Гантимурова Т.П. Андезитовый магматизм и его место в геологической истории Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геохимия, 2000а, № 12, с. 1266—1279.

Макрыгина В.А., Петрова З.И., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Rb-Sr изотопная систематика гранитоидов различных комплексов Приольхонья и острова Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 2000б, т. 41 (5), с. 679—685.

Макрыгина В.А., Сандимиров И.В., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В. Nd-Sr систематика метаматических пород ангинской и таланчанской толщ средней части озера Байкал // Геохимия, 2010, № 10, с. 1040—1048.

Макрыгина В.А., Антипин В.С., Лепехина Е.Н., Толмачева Е.В., Горлачева Н.В. Генетические особенности и первые данные об U-Pb возрасте Солзанского гранитоидного массива, Хамар-Дабан (Прибайкалье) // Докл. АН, 2013, т. 449, № 2, с. 210—214.

Павловский Е.В., Ескин А.С. Особенности состава и структуры архея Прибайкалья. М., Наука, 1964, 128 с.

Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск, Наука, 1984, 200 с.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 379 с.

Федоровский В.С., Добржинская Л.Ф., Молчанов Т.В., Лихачев А.Б. Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // Геотектоника, 1993, № 4, с. 30—45.

Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника, 1995, № 3, с. 3—22.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis Ch. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chem. Geol., 2003, v. 200, № 1—2, p. 155—170.

Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // Geol. Soc. Mem. London, 2004, v. 30, p. 69—74.

Ludwig K.R. Squid 1.02: a users manual. Berkeley Geochronology Center, Special Publication 2, 2001a, p. 1—19.

Ludwig K.R. Isoplot / Ex. rev.2.49: a geochronological tool kit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication 1a, 2001b, 55 p.

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