

Н. В. ШАТОВА (ВСЕГЕИ), С. Г. СКУБЛОВ, А. Е. МЕЛЬНИК (ИГГД РАН, Горный университет),
В. В. ШАТОВ, А. В. МОЛЧАНОВ, А. В. ТЕРЕХОВ, С. А. СЕРГЕЕВ (ВСЕГЕИ)

**Геохронология щелочных магматических пород и метасоматитов
Рябинового массива (Южная Якутия)
на основе изотопно-геохимического (U-Pb, REE) исследования циркона**

Обсуждаются новые данные по геохронологии щелочных магматических пород и связанных с ними метасоматитов Рябинового сиенитового массива (Южная Якутия), полученные на основе использования современных прецизионных изотопно-геохронологических (U-Pb, SHRIMP II) и геохимических (REE+TE, SIMS) методов исследования циркона. Показано, что радиологический возраст кристаллизации эгирин-авгитовых щелочнополевошпатовых сиенитов алданского плутонического комплекса 142–143 млн лет, а щелочных лампрофиров и эруптивных брекчий с лампроитовым цементом тобукского гипабиссального комплекса 136–141 млн лет. Сиенит-порфиры дайковой серии алданского комплекса показали радиологический возраст 133 ± 5 млн лет. Высокотемпературные эгириновые фельдшпатиты сформировались 132 ± 2 млн лет назад, а сменяющие их во времени околорудные гумбеиты (qtz+kfs+ser/ms+ank+/-bar) 125–133 млн лет. Температура кристаллизации циркона из сиенитов алданского комплекса, определенная по «Ti-в-цирконе» геотермометру, оценивается значением 830 °C, сиенит-порфиров дайковой серии этого же комплекса – 880 °C. Температура кристаллизации циркона из эгириновых фельдшпатитов – 560–600 °C, а из околорудных гумбеитов приблизительно 650 °C. Изучение распределения содержаний REE в цирконах показало, что цирконы из фельдшпатитов менее обогащены суммой REE (от 30 до 1000 г/т) по сравнению с цирконами из ореолов гумбеитизации, в которых содержание суммы REE от 1500 до 7000 г/т, что сопоставимо с уровнем накопления этих элементов в аксессуарных цирконах из исходных магматических пород алданского (400–7000 г/т) и тобукского (300–3000 г/т) комплексов.

Ключевые слова: геохронология, щелочные магматические породы, метасоматиты, геохимия редкоземельных элементов, циркон, Рябиновый массив, Южная Якутия.

N. V. SHATOVA (VSEGEI), S. G. SKUBLOV, A. E. MELNIK (IPGG RAS, Mining University),
V.V. SHATOV, A. V. MOLCHANOV, A. V. TEREKHOV, S. A. SERGEEV (VSEGEI)

**Geochronology of alkaline magmatic rocks and metasomatites
of the Ryabinovy stock (South Yakutia)
based on zircon isotopic and geochemical (U-Pb, REE) investigations**

New data on the geochronology of alkaline magmatic rocks and associated metasomatites of the Ryabinovy stock (South Yakutia) is based on U-Pb isotopic (SHRIMP II) and geochemical (REE+TE, SIMS) investigations of zircons. Geochronological age of crystallization of aegirine-augite alkali-feldspar syenites of the plutonic Aldan Complex is 142–143 Ma, whereas alkaline lamprophyres and eruptive breccias with lamproitic matrix of the hypabyssal Tobuk Complex were formed in the age range of 136–141 Ma. Syenite-porphyrates of dike series of the Aldan Complex yielded a crystallization age of 133 ± 5 Ma. High-temperature aegirine-bearing feldspathic alteration was formed in the age range of 132 ± 2 Ma, whereas its replacement by gumbeyitic (qtz+kfs+ser/ms+ank+/-bar) alteration dates at 125–133 Ma. Temperature of zircon crystallization of syenites of the Aldan Complex, revealed by «Ti in zircon» geothermometer, is estimated at 830 °C and of syenite-porphyry at 880 °C. Temperature of zircon crystallization of aegirine-bearing feldspathic altered rocks varies from 560 to 600 °C, whereas temperature of zircon crystallization of gumbeyitic wallrock alteration is approximately 650 °C. Zircons from feldspathic altered rocks are less enriched in REE (from 30 to 1000 ppm) than zircons from haloes of gumbeyitic alteration. REE contents in zircons from gumbeyites vary from 1500 to 7000 ppm, comparable with the values of REE concentrations in accessory zircons from initial magmatic alkaline rocks of the Aldan (400–7000 ppm) and Tobuk (300–3000 ppm) complexes, respectively.

Keywords: geochronology, alkaline magmatic rocks, metasomatites, geochemistry of rare earth elements, zircon, Ryabinovy stock, South Yakutia.

ВВЕДЕНИЕ. Рябиновое рудное поле, в геологическом строении которого главная роль принадлежит мезозойским щелочным магматическим породам Рябинового массива, расположено в Центрально-Алданском рудном районе Южной Якутии. К северо-восточной эндоконтактной части

массива приурочено одноименное золото-медно-порфировое месторождение, рудные тела которого отличаются прожилково-вкрапленным характером проявления золоторудной минерализации, локализованной на двух рудоносных участках – Мусковитовый и Новый.

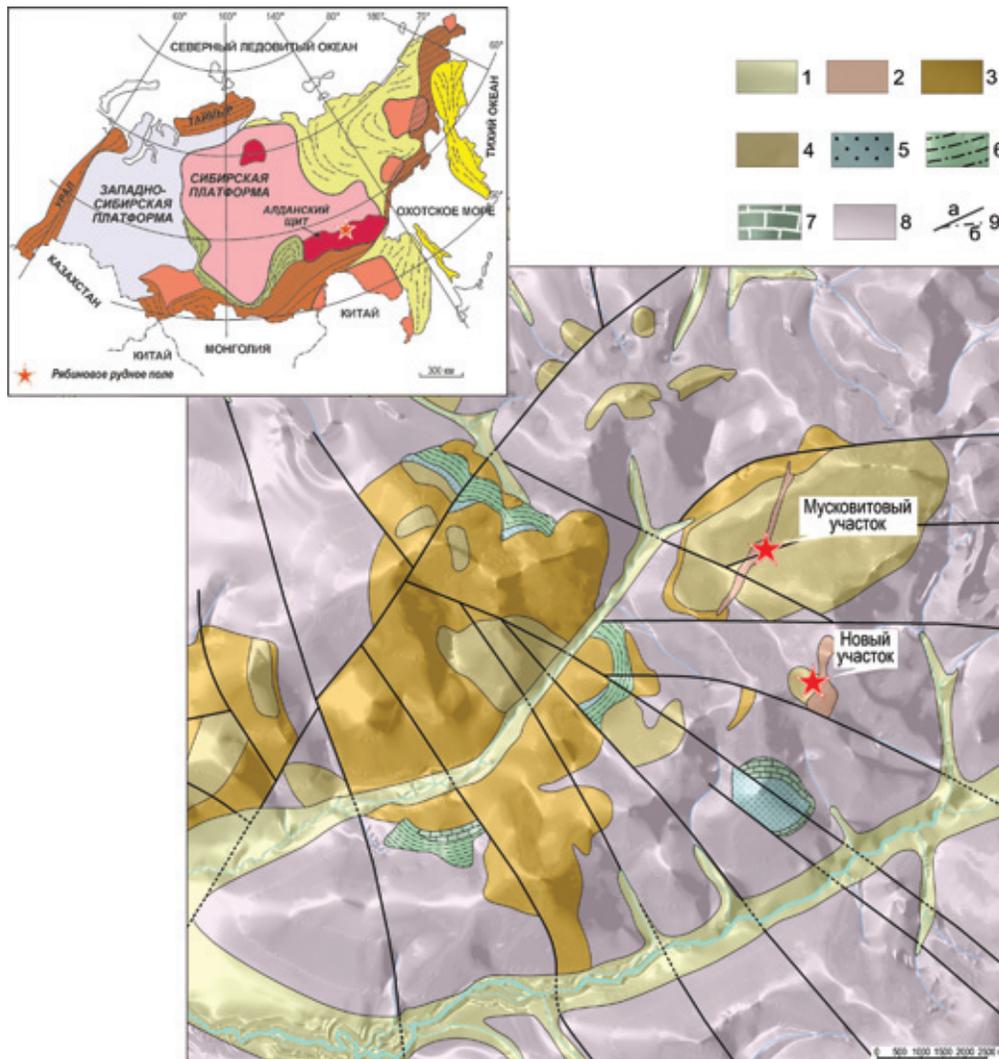


Рис. 1. Схема геологического строения Рябинового рудного поля, совмещенная с псевдорельефом местности

1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – габбро-монзониты, монзодиориты, меланократовые сиениты, щелочные флогопит-пироксеновые лампрофиры и эруптивные брекчии с лампроитовым цементом (*тобукский гипабиссальный комплекс* K_1); 3, 4 – алданский интрузивный комплекс K_1 (3 – порфиридные щелочнополевошпатовые эгирин-авгитовые сиениты I фазы, 4 – щелочнополевошпатовые эгирин-авгитовые сиениты, сиенит-порфиры и нордмаркиты II фазы); 5 – песчаники полимиктовые с прослоями и линзами гравелитов, конгломератов и алевролитов (*юхтинская свита J_1*); 6, 7 – *юдомская серия* V_2-E_1 (6 – субаркозовые песчаники, песчаные доломиты, алевролиты, гравелиты, конгломераты, 7 – доломиты, глинистые доломиты); 8 – *протерозойский метаморфический комплекс* PR_1 (амфиболовые, биотитовые и биотит-гранатовые гранито-гнейсы, гнейсовидные граниты, кристаллические сланцы); 9 – тектонические нарушения (a – главные, б – второстепенные)

Рябиновый массив, прорывающий гнейсы и гранито-гнейсы докембрия, карбонатные, терригенно-карбонатные и терригенные отложения венда и юры, представляет собой интрузивное тело размером 8×5 км, контролируемое зоной пересечения Якокутского меридионального и Юхухтинского северо-западного крупных региональных разломов.

Массив имеет форму неправильного эллипсоида, длинная ось которого ориентирована на северо-восток. Кольцевое строение массива подчеркивается характером распространения в нем многочисленных дайковых тел и останцов кровли вмещающих пород, представленных доломитами и терригенными отложениями венда и юры (рис. 1).

В строении Рябинового массива выделяются три блока, которые по геофизическим данным на глубине 150–200 м от поверхности объединяются в одно интрузивное тело. По данным А. Н. Угрюмова

и Г. П. Дворника [13], массив имеет форму лополита с падением контактов к его центру. При сравнительно незначительных размерах массив отличается большим разбросом plutonic, гипабиссальных, а также брекчиевых, гидротермально-метасоматических (ГМ) и рудных образований.

В результате наших ранее проведенных исследований [15] осуществлены вещественная (классификационная) идентификация и изотопное (U-Pb и Rb-Sr) датирование щелочных магматических пород Рябинового рудного поля и показано, что большая часть объема пород, участвующих в строении Рябинового массива, принадлежит к высококалийным щелочнополевошпатовым сиенитам, сиенит-порфирам и кварцевым сиенитам *алданского плутонического комплекса* и сменяющим их во времени щелочным лампрофирам и эруптивным брекчиям с лампроитовым цементом *тобукского гипабиссального комплекса*.

Внутренние, более эродированные участки Рябинового массива сложены щелочнополевошпатовыми эгирин-авгитовыми сиенитами I фазы внедрения алданского комплекса, тогда как щелочнополевошпатовые эгирин-авгитовые сиениты, нордмаркиты и сиенит-порфиры II фазы обнажаются в наименее эродированной северо-восточной части массива на участках Мусковитовый и Новый, где широко распространены также и гипабиссальные магматические породы тобукского комплекса.

На основе использования двух различных изотопных систем — U-Pb по цирконам и Rb-Sr по аксессуарным апатитам, а также по породообразующим минералам (калиевым полевым шпатам, эгиринам и биотитам) — получен раннемеловой—позднеюрский возраст кристаллизации пород вышеупомянутых магматических комплексов 120–147 млн лет [15].

В дальнейшем [9, 12, 16–18, 27] минералогическое петрографическое изучение и картирование ореолов гидротермально измененных пород Рябинового рудного поля показали, что процесс внедрения и длительного становления Рябинового сиенитового массива сопровождался формированием ГМ зональности плутоногенного типа.

В околоинтрузивном пространстве широко распространились приконтактные ореолы скарнирования, фенитизации и пропилитизации с отчетливыми признаками концентрически-зонального строения, унаследованными во многом от эллипсоидной формы самого Рябинового массива. В его внутренних частях выделяются ореолы высокотемпературной фельдшпатизации и сменяющей ее во времени околорудной гумбеитизации.

Эгириновые фельдшпатиты — типичные автотасоматические близмагматические объемные ГМ образования, проявленные в породах Рябинового массива в виде разнообразных по морфологии крупнокристаллических пегматитоподобных агрегатов замещения и перекристаллизации: жил, гнезд и прожилков нередко с параллельно-шестоватым (друзитовым) и радиально-лучистым внутренним строением. В геологической литературе подобные гидротермалиты нередко называют *вторичными сиенитами* или *кварцевыми сиенитами* [3], так как они обычно сохраняют внешний (магматогенный) облик замещаемых интрузивных пород.

Гумбеиты, или гидротермалиты кварц-калишпат-серицит-карбонатного состава, как наиболее приближенные по времени к процессу рудообразования, несут основной объем прожилково-вкрапленной золото-сульфидной рудной минерализации на участках Мусковитовый и Новый Рябинового месторождения [1, 2, 4, 5]. Околорудные гумбеитовые изменения в породах, проявляются, как правило, в виде тонких (мощностью от 2–3 до 10–15 мм) прожилков кварц-калишпат-серицит-анкеритового состава или пятнистых кварц-калишпат-анкерит-серицит-мусковитовых агрегатов, «пронизывающих» весь объем ранее фельдшпатизированных сиенитов алданского комплекса.

Изучение закономерностей распределения иттрия и редкоземельных элементов в исходных щелочных магматических породах и в их гидротермально измененных разностях показало [18], что щелочные магматические породы, участвующие в строении Рябинового массива, характеризуются пониженными относительно кларкового уровня

содержаниями иттрия и всех трех групп редкоземельных элементов (LREE, MREE и HREE). Главные минералы-концентраторы REE в магматических породах алданского и тобукского комплексов — циркон, апатит, титанит, титаномагнетит. Кроме того, в них выявлены также и собственные минералы REE — монацит, ксенотим, сложные по составу оксиды железа.

Разнофациальные ГМ образования в породах Рябинового рудного поля, связанные с процессом внедрения и длительного становления одноименного сиенитового массива, привели к глубокому перераспределению иттрия и всех трех групп редкоземельных элементов. Установлено, что формирование во внутренних частях Рябинового сиенитового массива высокотемпературных *эгириновых фельдшпатитов* и сменяющих их во времени средне-низкотемпературных *гумбеитов* вызвало существенный вынос из среды минералообразования иттрия и редкоземельных элементов.

Как в фельдшпатитах, так и в гумбеитах, по сравнению с исходными магматическими породами алданского и тобукского комплексов, резко сокращается список минералов-концентраторов REE. Фактически остается один циркон, так как апатит, титанит, монацит, фосфаты REE растворились в ходе ГМ преобразования пород и уходили из среды минералообразования.

Циркон как главный минерал-концентратор REE образовывался не только на стадии магматической кристаллизации пород алданского и тобукского комплексов, но и в ходе формирования минеральных агрегатов внутриинтрузивных метасоматитов: *эгириновых фельдшпатитов* и околорудных *гумбеитов*, замещающих исходные магматические породы Рябинового массива, что может быть использовано для изотопного датирования этих гидротермалитов локальным U-Pb методом (SIMS SHRIMP II) по циркону.

Методика исследований. С помощью современных прецизионных изотопно-геохронологических (U-Pb) и микрозондовых геохимических (REE) методов было изучено семь представительных образцов магматических горных пород, участвующих в строении Рябинового массива (рис. 2–4). Два из них принадлежат к главной фазе внедрения алданского плутонического комплекса (образцы МТ-59, МТ-63А — щелочнополевошпатовые эгирин-авгитовые сиениты), два — к тобукскому гипабиссальному комплексу (образцы 1031 — пироксен-флогопитовый лампрофир и 1003 — эруптивная брекчия с лампроитовым цементом) и один (обр. SH-8 — сиенит-порфир) — к дайковой серии алданского комплекса. Два образца характеризуют наиболее широко распространенные среди пород массива метасоматиты — эгириновый фельдшпатит (обр. 1028) и околорудный гумбеит (обр. 1005), замещающие сиениты алданского комплекса.

Пробоподготовка, методика минералогического петрографического исследования пород и определения их состава в отношении главных (XRF) и редких (ICP-MS) элементов подробно изложены в работе В. В. Шатова и соавторов [15].

Возраст циркона определялся локальным U-Pb методом на вторично-ионном микрозонде SHRIMP II (ЦИИ ВСЕГЕИ) [30]. Для выбора точек датирования в зернах использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодolumинесцентные изображения (CL) циркона.



Рис. 2. Сиениты главной фазы внедрения (А, Б) и сиенит-порфиры дайковой серии (В) алданского plutонического комплекса
Слева – фотографии образцов (длина масштабной линейки 2 см). *Справа* – микрофотографии шлифов (ув. $\times 2,5$; николи+).
 То же на рис. 3 и 4.

А – обр. *MT-59* – среднезернистый порфировидный щелочнополевошпатовый эгирин-авгитовый сиенит. Порфировые выделения в породе представлены преимущественно альбитизированным ортоклазом (Kfs). Эгирин-авгит (Aeg) в виде зерен ксеноморфного облика концентрируется в гипидиоморфнозернистом матриксе исходной породы, ассоциируя с калишпатом, альбитом и в меньшей степени с кварцем.

Б – обр. *MT-63A* – среднезернистый равномерно-зернистый щелочнополевошпатовый эгирин-авгитовый кварцевый сиенит с фельдшпатитовым зонально-построенным прожилком щелочнополевошпат-эгиринового состава. Исходный сиенит (на удалении от фельдшпатитового прожилка) состоит на 15–20 % из эгирин-авгита Aeg, на 3–5 % из кварца Qtz и на 70–75 % из альбитизированного калишпата (ортоклаза-микроклина) Kfs.

В – обр. *SH-8* – сиенит-порфир дайковой серии. Порода состоит на 30–35 % из порфировых выделений ортоклаза Kfs и на 65–70 % из гипидиоморфнозернистого матрикса, сложенного в различной степени ориентированными микролейстами калишпата, в интерстициях которых сосредоточены ксеноморфные агрегаты и отдельные зерна эгирин-авгита Aeg.

Образец	SiO ₂ , %	Fe ₂ O ₃ _{общ} , %	MgO, %	Na ₂ O, %	K ₂ O, %	Zr, г/т	U, г/т	ΣREE, г/т
MT-59	61,9	4,8	0,90	2,9	9,7	158	2,8	113
MT-63A	63,8	4,7	0,14	3,5	10,1	408	1,2	41
SH-8	61,5	4,6	0,59	2,5	10,0	156	2,5	132

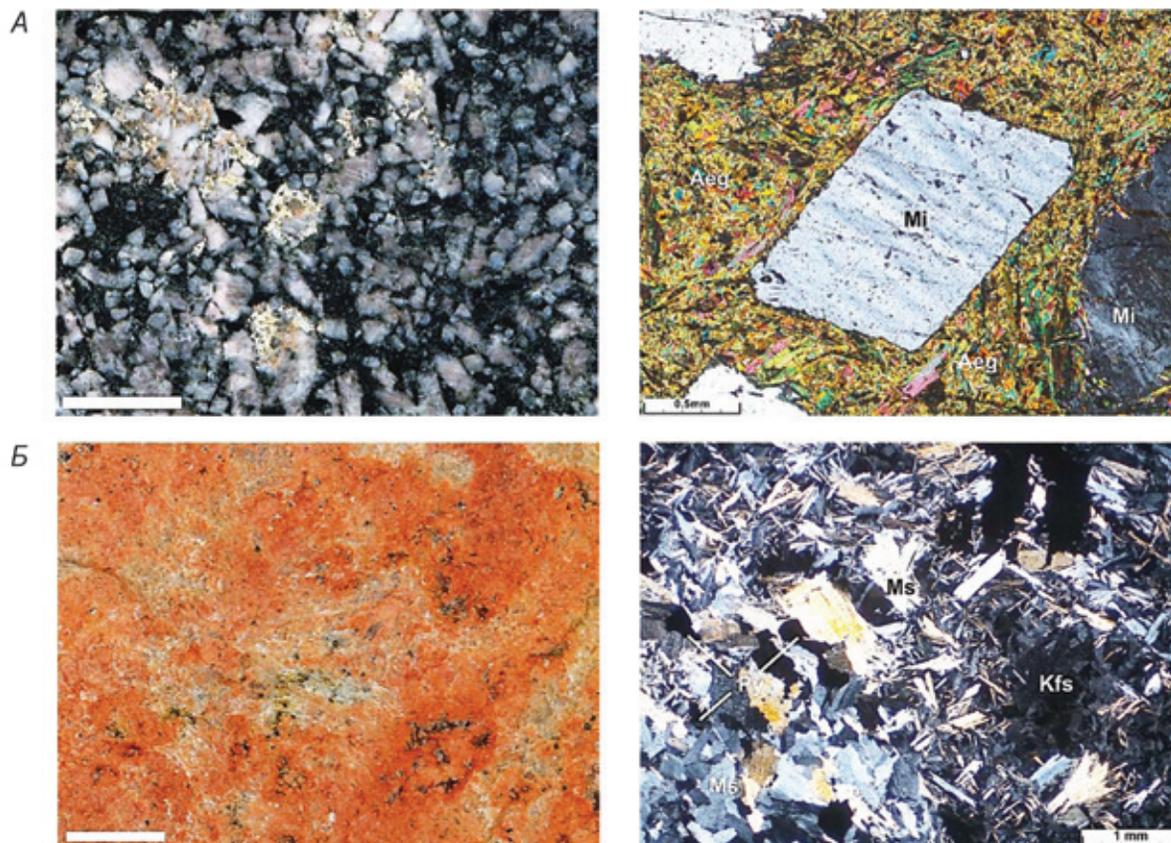


Рис. 3. Фельдшпатиты (А) и гумбеиты (Б), сформированные по сиенитам главной фазы внедрения алданского комплекса

А – обр. 1028 – полнопроявленный крупно-среднекристаллический микроклин-эгириновый агрегат фельдшпатитов с массивным «сотовым» внутренним строением, сложенный на 45–50 % из микроклина и на 50–55 % из эгирина. «Сотовый» облик агрегата фельдшпатита обусловлен равномерным распределением относительно идиоморфных крупных кристаллов микроклина Мi, заключенных в мелкокристаллический эгириновый Аег матрикс со спутанно-волоконистым внутренним строением (ув. $\times 5$; николи+).

Б – обр. 1005 – гумбеит кварц-мусковит (серицит)-анкерит-калищпатового состава, сложенный крупными кристаллами бурого калищпата – ортоклаза Kfs, к интерстициям которых приурочены обильные скопления серицита-мусковита (Ms), содержащие редкую вкрапленность ксеноморфных выделений пирита Py (ув. $\times 2,5$; николи+).

Образец	SiO ₂ , %	TiO ₂ , %	Fe ₂ O ₃ _{общ} , %	MgO, %	Na ₂ O, %	K ₂ O, %	Zr, г/т	U, г/т	ΣREE, г/т
1028	60,2	2,21	9,6	0,8	4,4	9,1	5800	14,8	217
1005	58,7	0,16	2,2	0,3	0,3	13,3	2380	9,4	22

Содержание редких и редкоземельных элементов (REE) в цирконе определено на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН) [14] в тех же точках, в которых был измерен и возраст локальным U-Pb методом. При получении «аномальных» данных по составу циркона анализы дублировались с некоторым смещением от старого кратера. Относительная ошибка измерения для большинства редких элементов 10–15 %, порог обнаружения элемента в среднем 10 мг/т. Температура кристаллизации циркона определялась по «Ti-в-цирконе» геотермометру [28]. При построении спектров распределения REE состав циркона нормировался на состав хондрита CI [24]. *Таблицы с аналитическими данными, не включенные в текст статьи по причине значительного её объема, предоставляются авторами по запросу на электронную почту.*

АЛДАНСКИЙ КОМПЛЕКС

НЕИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ

Эгириин-авгитовый щелочнополевошпатовый сиенит, обр. МТ-59 (рис. 2). Исследованный циркон представлен в равной пропорции слабоудлиненными (коэф. удлинения K_u ср. 1:3) и округлыми зернами размером не выше 50–100 мкм (рис. 5). Удлиненные зерна сохраняют, как правило, тонкополосчатую ростовую осцилляционную зональность, свидетельствующую о магматическом генезисе циркона. Однако почти все зерна циркона несут следы изменений и перекристаллизации, выражающиеся в корродированных границах зерен и наличии тонких каемок обрастания белого и светло-серого оттенка в CL. Иногда зоны изменения затрагивают и центральную часть циркона, осцилляционная зональность исчезает, структура зерна (МТ-59-3) становится пятнисто-секториальной (рис. 5).

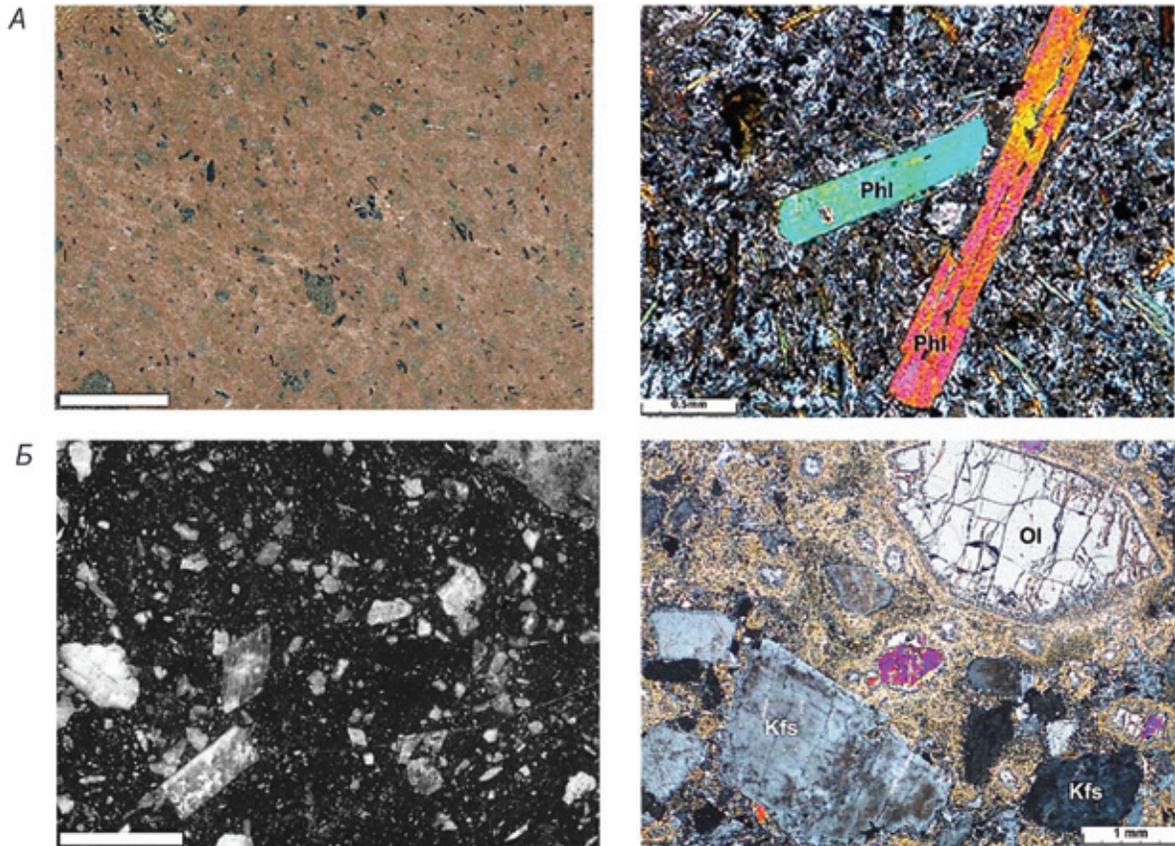


Рис. 4. Щелочные лампрофиры (А) и эруптивные брекчии (Б) тобукского гипабиссального комплекса

А – обр. 1031 – средне-мелкокристаллические меланократовые, обогащенные клинопироксеном и биотитом-флогопитом, щелочные лампрофиры (минетты). Порфировые выделения биотита-флогопита (Phl) заключены в мелкокристаллический трахитоидный калишпатовый матрикс с микровключениями зерен карбонатизированного эгирина-авгита (ув. $\times 5$; николи+).

Б – обр. 1003 – эруптивная брекчия с лампроитовым цементом сложена обломками (35–40 %) щелочнополевошпатовых сиенитов и ксеногенными осколками кристаллов калишпата Kfs, «плавающими» в лампроитовом цементе темно-бурого цвета (55–60 %), представленном, как правило, идиоморфными фенокристаллами магниезиального оливина (форстерита) Ol (10–15 %), заключенными в микрокристаллический агрегат, представленный ортопироксеном (авгитом-диопсидом) Орх (40–45 %), высокотитанистым биотитом-флогопитом Phl (15–20 %) и высобариевым калишпатом (3–5 %) (ув. $\times 2,5$; николи+).

Образец	SiO ₂ , %	TiO ₂ , %	Fe ₂ O ₃ общ, %	MgO, %	Na ₂ O, %	K ₂ O, %	Zr, г/т	U, г/т	ΣREE, г/т
1031	60,2	0,5	5,0	2,2	4,3	6,6	134	2,8	129
1003	54,2	0,5	6,6	9,9	1,5	8,3	188	1,7	80
1003 матрикс	47,0	1,1	9,8	17,5	0,4	5,9	—	—	—

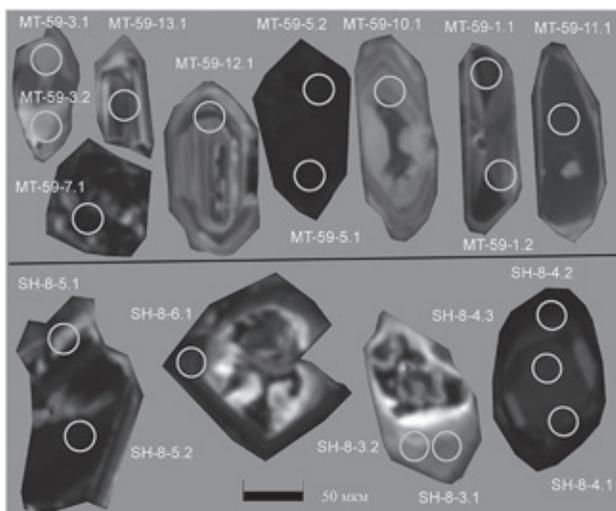


Рис. 5. Катодолуминесцентные изображения изученных зерен цирконов из щелочнополевошпатовых эгирина-авгитовых сиенитов главной фазы внедрения алданского комплекса (обр. МТ-59) и сиенит-порфиров дайковой серии алданского комплекса (обр. SH-8)

Выделено около 7 зерен цирконов, отличающихся от остальных практически черной окраской в CL. Зерна округлой формы изометричны, часть их затронута изменениями в виде нечетких разводов белого оттенка (MT-59-7) в CL (рис. 5).

U-Pb возраст циркона из сиенита MT-59 143 ± 3 млн лет по пересечению дискордии на графике Тера-Вассербурга (рис. 6). Примечательно, что фигуративные точки циркона, отличающиеся черным оттенком, содержат максимальное количество нерадиогенного Pb и удалены от пересечения с конкордией.

По содержанию REE проанализированный циркон можно разделить на две группы (рис. 7). Первая группа – все зерна циркона с осцилляционной зональностью – отличается дифференцированным характером распределения REE с увеличением содержания от легких к тяжелым REE. Содержание суммы REE 961 г/т, Lu_N/La_N от 174 до 13 925 за счет переменного содержания легких REE, но в среднем достигает значения 4905. Проявлена положительная Ce-аномалия – $Ce/Ce^* 4-117$, ср. 117. Eu-аномалия у циркона этой группы отрицательная, но выражена несильно (Eu/Eu^* ср. 0,56). По характеру распределения REE циркон первой группы отвечает циркону магматического генезиса [22].

По распределению других редких элементов циркон этой группы имеет относительно низкий уровень содержания – Li не более 0,2, P ср. 121 г/т, Ba и Sr не превышает первых г/т. Содержание Hf достаточно выдержано, ср. 7108 г/т. Содержание Y, Th и U не превышают обычных для магматического циркона значений, Th/U ср. 0,7 подтверждает магматический генезис этой группы циркона.

Содержание Ti ср. 29 г/т, что отвечает усредненной температуре кристаллизации циркона около 830°C [28]. Содержание Ca достигает значений 212 при ср. 126 г/т. Учитывая положительную корреляцию содержания Ca с другими, неформальными для циркона элементами Ti, Ba и Sr, можно считать увеличение его концентрации чутким индикатором постмагматического изменения циркона [21], которое, однако, в нашем случае не затронуло U-Pb систему, – все точки первой группы расположены вблизи конкордии (рис. 6).

Черный в CL циркон резко отличается по характеру распределения REE (рис. 7). Спектры практически горизонтальны в области легких и средних REE за счет повышенного содержания этих элементов. Ср. содержание легких REE в цирконе этой группы 1566 г/т, что более чем в 30 раз превышает аналогичное значение для предыдущей группы циркона. В области тяжелых REE спектры слабодифференцированные (Lu_N/Gd_N ср. 10,6), общее содержание тяжелых REE незначительно превышает уровень содержания тяжелых REE в предыдущей группе циркона (ср. 2172 и 908 г/т). Положительная Ce-аномалия слабо выражена (Ce/Ce^* ср. 3,56) и одинаково проявлена во всем цирконе второй группы. Eu-аномалия практически отсутствует (Eu/Eu^* ср. 0,87). Такой характер распределения REE позволяет отнести циркон этой группы к ГМ типу, образование которого связано с интенсивным воздействием флюидной фазы [11, 23].

Черный в CL циркон, кроме того, характеризуется повышенным содержанием редких элементов: P ср. 969, Y 3224, Nb 125, Th 3938, U 5552 г/т. В этой группе элементы связаны друг с другом

положительными корреляциями, что подтверждает их закономерное вхождение в структуру циркона по ксенотимовой схеме изоморфизма [8, 20]. Содержание кальция также повышенное (ср. 642 г/т). Оно не коррелируется с содержанием высокозарядных элементов, но обнаруживает положительную корреляцию с титаном (ср. 851 при минимальном 127 г/т). В этом случае температура, рассчитанная по «Ti-в-цирконе» термометру, некорректна, поскольку термометр откалиброван на содержание Ti не выше 50 г/т [28]. Повышенное содержание Ca и Ti и их положительная корреляция указывают на воздействие метасоматических процессов, обогащающих циркон несовместимыми элементами. Среднее значение Th/U в цирконе второй группы, как и первой, остается неизменным 0,71, увеличивается вариабельность индивидуальных значений Th/U от 0,11 до 1,42.

Сиенит-порфир, обр. SH-8 (рис. 2). Циркон представлен изометричными зернами размером в поперечнике не более 50–70 мкм. В каждом зерне присутствуют участки и зоны, выделяющиеся белым оттенком в CL (рис. 5). Эти участки могут затрагивать как почти всю площадь зерен циркона – SH-8-3 и SH-8-6 (рис. 5), так и оставаться в виде локальных размытых пятен или тонких каемок.

По шести точкам рассчитан конкордантный U-Pb возраст циркона 133 ± 5 млн лет (рис. 6).

Спектры распределения REE во всех проанализированных точках подобны и образуют узкую полосу (рис. 7). Суммарное содержание REE от 605 до 1730 г/т. Характер распределения REE дифференцирован по мере перехода от легких к тяжелым REE (Lu_N/La_N ср. 1566). Eu-аномалия или отсутствует, или слабовыраженная, отрицательная (Eu/Eu^* ср. 0,81), проявлена положительная Ce-аномалия (Ce/Ce^* ср. 14,8). Если сравнить состав по редким элементам циркона из сиенит-порфира SH-8 с цирконом со следами осцилляционной зональности из сиенита MT-59, то в среднем содержания Li, Hf, Y, Sr близки. Содержание фосфора и кальция в цирконе из обр. SH-8 несколько меньше (ср. 57 и 34 г/т). Содержание Ti ср. 51 г/т, что отвечает средней температуре кристаллизации циркона около 880°C [28]. Содержание Th и U повышенное (ср. 1168 и 1474 г/т) по сравнению с цирконом со следами осцилляционной зональности из сиенита MT-59, но гораздо ниже, чем было установлено в цирконе черного оттенка в CL из обр. MT-59. Величина Th/U близка для циркона из обеих проб, ср. 0,76 для SH-8.

Умеренно измененные породы
Фельдшпатизированный сиенит, обр. MT-63A (рис. 2). Циркон в основном представлен изометричными зернами размером не выше 100 мкм. Часть зерен сохраняет следы осцилляционной ростовой зональности в темно-серых тонах в CL, но границы зерен при этом корродированы и обросли тонкими каемками. Примерно половина зерен затронута постмагматическими изменениями разной степени интенсивности, проявленными фрагментарно в виде участков, отличающихся белым оттенком в CL. Циркон может быть практически целиком преобразованным. В таких случаях все зерна (MT-63A-3) имеют не характерный для циркона белый оттенок (рис. 8), иногда специфическую ячеистую структуру (MT-63A-8 и MT-63A-15).

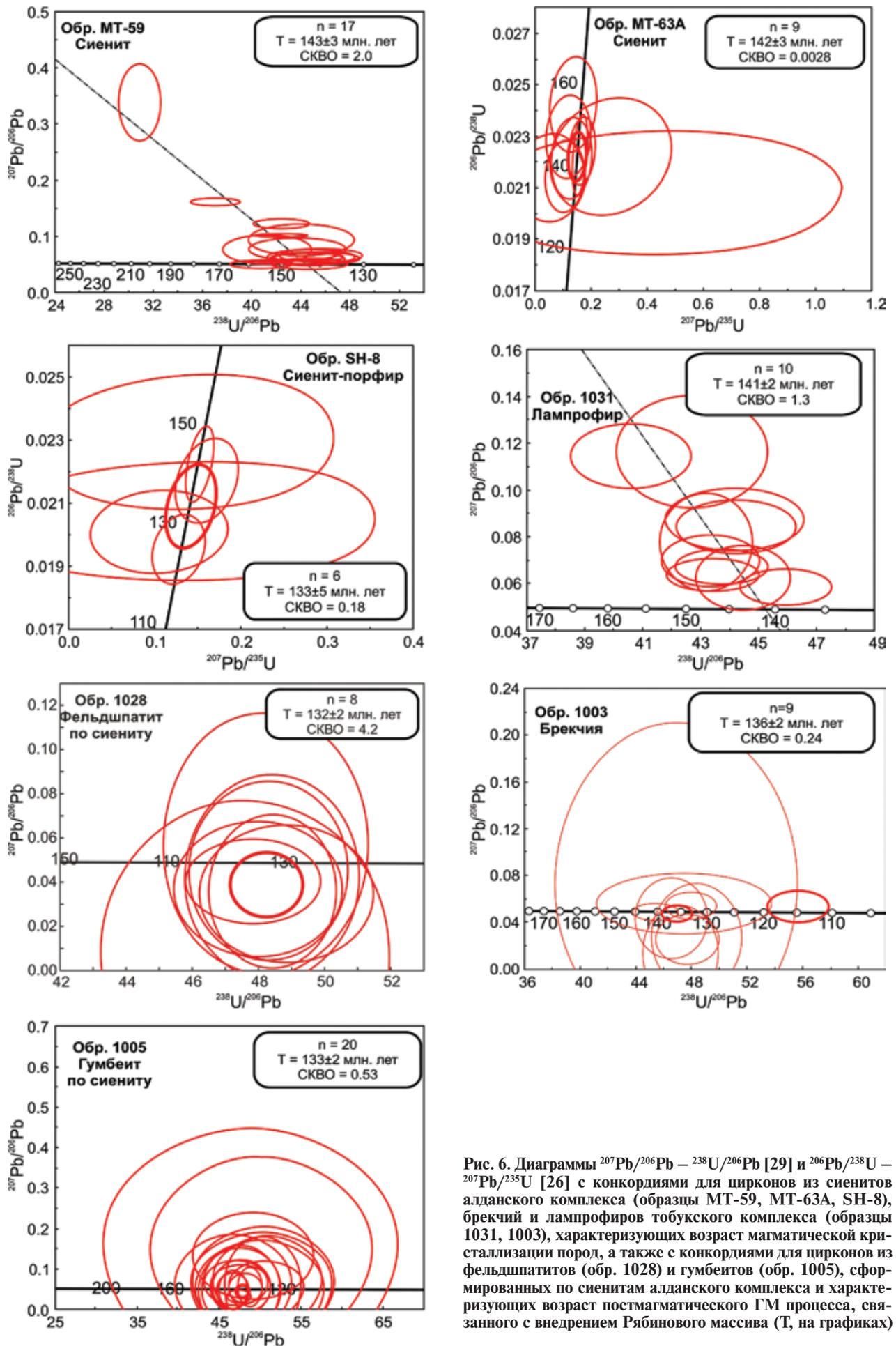


Рис. 6. Диаграммы $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} - ^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ [29] и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ [26] с конкордиями для цирконов из сиенитов алданского комплекса (образцы МТ-59, МТ-63А, SH-8), брекчий и лампрофиров тобукского комплекса (образцы 1031, 1003), характеризующих возраст магматической кристаллизации пород, а также с конкордиями для цирконов из фельдшпатитов (обр. 1028) и гумбеитов (обр. 1005), сформированных по сиенитам алданского комплекса и характеризующих возраст постмагматического ГМ процесса, связанного с внедрением Рябинового массива (Т, на графиках)

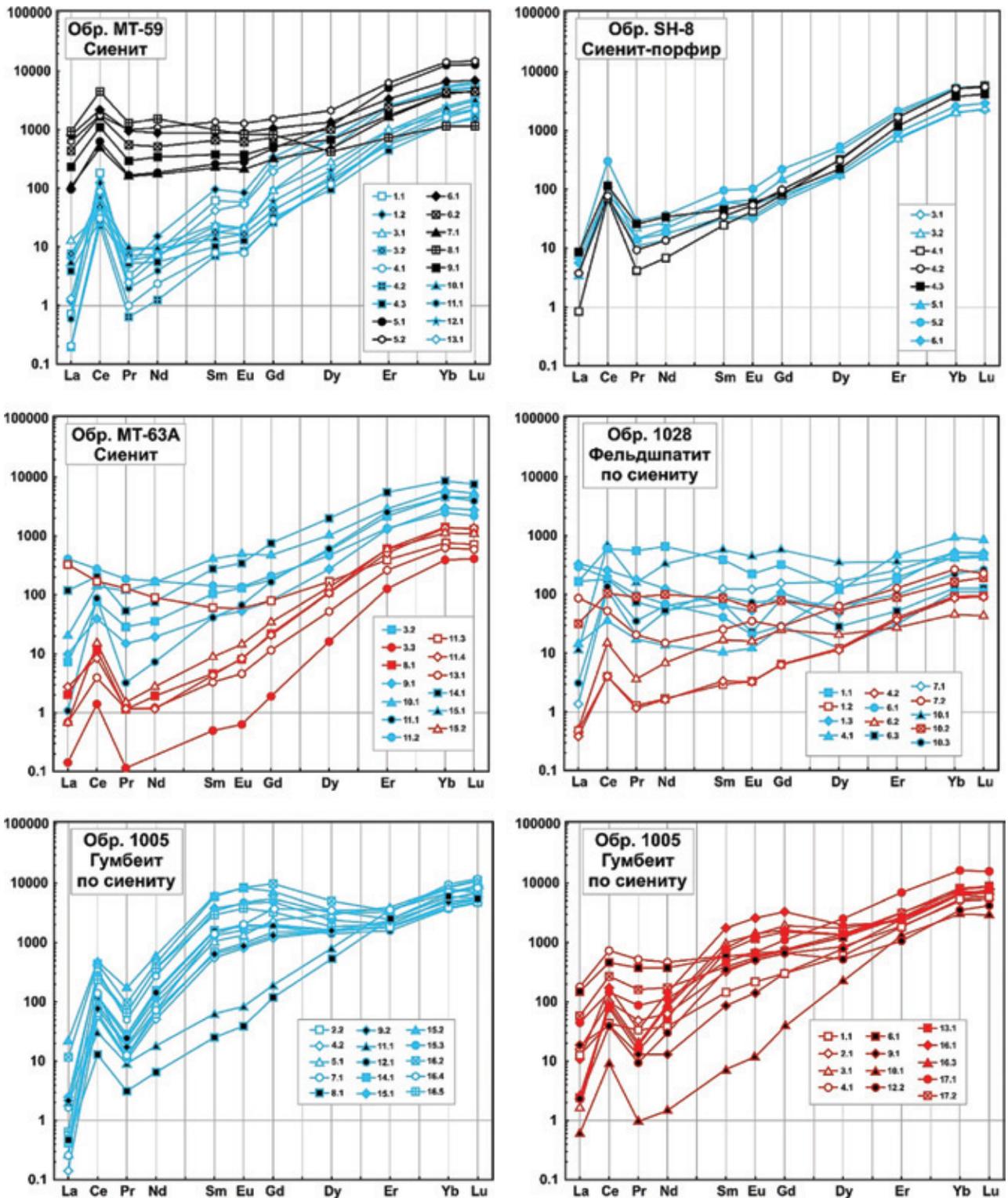


Рис. 7. Редкоземельные спектры цирконов (в нормированных единицах к содержаниям в хондритах) из магматических пород алданского плутонического комплекса и сформированных по ним фельдшпатитов и гумбеитов

Синий цвет линий спектра отвечает цирконам со следами осцилляционной зональности и серого оттенка в CL изображении, красный цвет – цирконам белого оттенка в CL, черный цвет – цирконам черного оттенка в CL

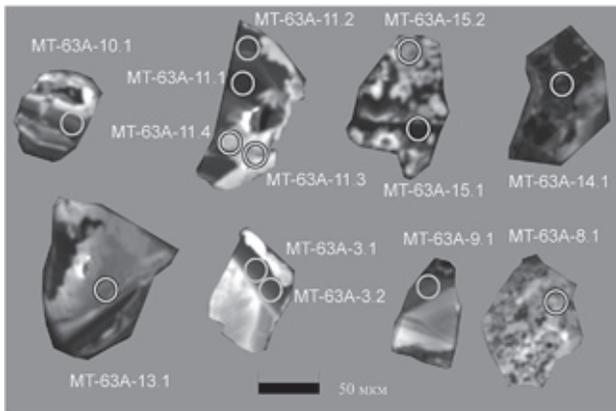


Рис. 8. Катодолуминесцентные изображения изученных зерен цирконов из фельдшпатизированных сиенитов главной фазы внедрения алданского комплекса (обр. МТ-63А)

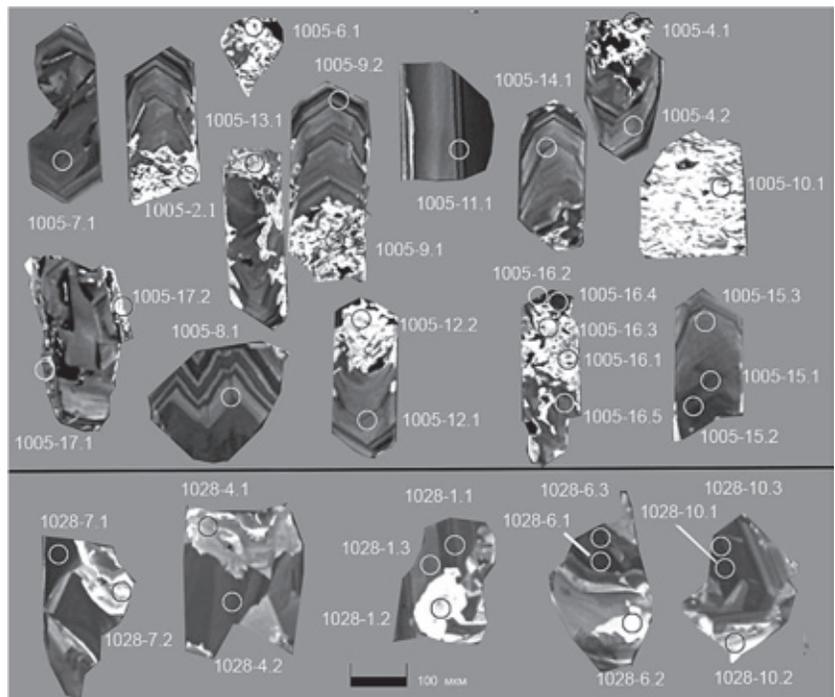


Рис. 9. Катодолуминесцентные изображения изученных зерен цирконов из фельдшпатитов (обр. 1028) и гумбеитов (обр. 1005), сформированных по сиенитам алданского комплекса и характеризующих возраст постмагматического ГМ преобразования этих пород

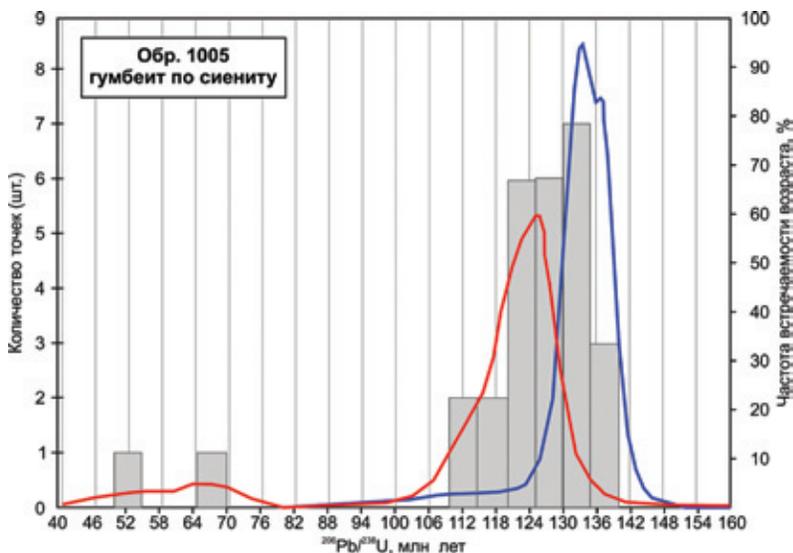


Рис. 10. Гистограмма U-Pb возрастов по циркону из гумбеитов, сформированных за счет щелочнополевошпатовых эгирин-авгитовых сиенитов алданского комплекса (обр. 1005). Пояснение в тексте

По девяти точкам определен конкордантный возраст циркона 142 ± 3 млн лет (рис. 6).

Циркон серого оттенка в CL с содержанием REE от 836 до 3220 г/т. В цирконе с максимальным дифференцированным распределением REE – точки МТ-63А-15.1 и МТ-63А-11.1 (рис. 7) – проявлена отчетливая положительная Се-аномалия (Se/Se^* 45,1 и 29,2). В остальных точках циркона Се-аномалия редуцирована (Se/Se^* ср. 3,0). Отрицательная Eu-аномалия во всех точках циркона серого оттенка в CL практически отсутствует (Eu/Eu^* ср. 0,89). Резко выделяется один спектр распределения REE – МТ-63А-11.2 (рис. 7), за счет повышенного содержания легких REE наклон спектра приобретает «отрицательный» характер в области легких и средних REE при сохранении «положительного» наклона в области тяжелых. Спектр REE для этой точки напоминает форму крыльев птицы для минералов из зон интенсивной флюидной переработки [10]. Ранее подобные спектры, но с отрицательной Eu-аномалией были установлены для сильно измененного циркона из рудоносных на REE сиенитов Ястребецкого месторождения на Украинском щите [6].

Содержание суммы REE коррелируется с содержанием неформульных для циркона элементов Ca, Sr, Nb, а также Y и U. Содержание фосфора невелико и только в одной точке превышает 100 г/т, в двух других точках оно ниже порога чувствительности, Th/U 1,2. Примечательно крайне низкое содержание Hf в трех точках циркона – не выше 5000 г/т (табл. 3). Содержание Ti от первых до 361 г/т соответствует температуре кристаллизации около 600°C , что скорее всего обусловлено постмагматическим метасоматическим преобразованием зерен циркона.

Циркон белого оттенка в CL отличается пониженным содержанием всего спектра REE (примерно в 5 раз ниже нормы при ср. REE 307 г/т). Сохраняется характер спектров – дифференцированный от легких к тяжелым REE с положительной Се-аномалией (Se/Se^* ср. 7,3) и сильно редуцированной отрицательной Eu-аномалией (Eu/Eu^* ср. 0,79). Как и в предыдущей группе, один из спектров – точка МТ-63А-11.3 (рис. 7) имеет форму крыльев птицы. Обе аномальные по характеру распределения REE точки циркона относятся к одному и тому же зерну – (МТ-63А-11 (рис. 8), причем в двух других точках в этом же зерне данный эффект не проявлен.

По содержанию редких элементов циркон белого оттенка прежде всего отличается пониженным содержанием Y ср. 326, Th 200 и U 114 г/т. Содержание других редких элементов в цирконе белого оттенка перекрывается с диапазоном содержания этих же элементов в цирконе серого оттенка. В трех точках также обнаруживается крайне низкое содержание Hf – 3006 г/т.

МЕТАСОМАТИТЫ

Эгириновый фельдшпатит по сиениту, обр. 1028 (рис. 3). В изученном образце установлены крупные (до 200 мкм в поперечнике) обломки либо бесформенные зерна циркона. Удлиненных кристаллов практически нет (рис. 9). Ростовая осцилляционная зональность в темно-серых тонах в CL проявлена по сравнению с гумбеитом-1005 в меньшем количестве зерен. Более характерна секториальная зональность. Присутствуют зоны изменения циркона, фиксируемые по белому оттенку в CL. Они

менее масштабны и занимают не более четверти площади зерен циркона.

Проведено датирование только неизмененных доменов циркона. По восьми точкам получен конкордантный возраст 132 ± 2 млн лет (рис. 6).

Уровень содержания суммы REE в цирконе с серым оттенком в CL незначителен – ср. 483 при разбросе от 217 до 1021 г/т (рис. 7). В трех проанализированных точках (1028-7.1, 1028-10.1 и 1028-10.3), расположенных в темно-серой в CL (более высокоурановой) части зерен, спектр распределения REE более дифференцирован – Lu_N/La_N ср. 155 (табл. 4), проявлена положительная Се-аномалия (Se/Se^* ср. 17,3). В остальных пяти точках спектр распределения REE практически горизонтален (Lu_N/La_N ср. 12,6), Се-аномалия отсутствует (Se/Se^* от 1,04 до 2,28).

Для циркона из этой группы крайне низко содержание фосфора. В четырех точках оно ниже порога определения, в остальных ср. 73 г/т. Содержание Y также низкое – ср. 242 при разбросе от 28 до 588 г/т. Для других редких элементов (Ti, Ca, Sr, Nb) характерен значительный (в 5 раз и более) разброс содержаний, свидетельствующий о проявлении неравновесных постмагматических метасоматических процессов. Th/U ср. 0,24 отличается этим от циркона из гумбеита.

Циркон белого оттенка в CL содержит еще меньшее количество суммы REE – ср. 93 г/т. Три профиля распределения REE слабодифференцированные, два практически горизонтальные (рис. 7). Положительная Се-аномалия редуцирована, Eu-аномалия слабая, отрицательная.

В цирконе белого оттенка содержится еще меньшее количество фосфора (в двух точках 11,6 г/т, в трех других ниже порога обнаружения). Среднее содержание титана, за исключением точки 1028-7.2, 1,1 г/т, что отвечает температуре образования циркона около 560°C , Y ср. 89 г/т, Th и U также ниже в 3 раза и более по сравнению с цирконом серого оттенка в CL. Th/U остается примерно на прежнем уровне – 0,19.

Гумбеит по сиениту, обр. 1005 (рис. 3). Циркон однопипный – преобладают зерна удлиненной формы (Ku от 1:2 до 1:3) с выраженным призматическим габитусом (рис. 9). Основная часть зерен – циркон с осцилляционной зональностью и чередующимися участками серого и черного оттенка в CL. Как правило, осцилляционная зональность контрастна, но в некоторых зернах она затухает и размыта. Присутствуют разнообразные по морфологии зоны изменения циркона, контрастно выделяющиеся белым оттенком в CL. Эти зоны тяготеют к краям зерен, но могут занимать и почти половину площади зерна. Обнаружено одно зерно (1005-10), практически целиком измененное, в CL оно белого цвета (рис. 9).

U-Pb датирование циркона сопряжено с трудностями из-за высокого содержания нерадиогенного свинца до 84 % в измененном цирконе белого цвета в CL и до 48 % в цирконе с осцилляционной зональностью. По данным гистограммы (рис. 10), построенной для значений $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$ возраста, наиболее вероятно, по положению пика на гистограмме, значения возраста кристаллизации циркона с осцилляционной зональностью около 133 млн лет, а метасоматического изменения циркона около 125 млн лет. Поскольку индивидуальные определения $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$ возраста имеют погрешность до

±5–7 млн лет, то различие во времени образования двух генераций циркона фиксируется на грани аналитической погрешности метода.

Спектры REE для циркона с осцилляционной зональностью и серым оттенком в CL имеют дифференцированный характер от легких к тяжелым REE – Lu_N/La_N ср. 12 771. Отмечена положительная Ce-аномалия (Ce/Ce^* от 7,1 до 72, ср. 29). Eu-аномалия слабая, с непостоянным знаком (Eu/Eu^* от 0,71 до 1,24, ср. 1,01). Характерная особенность спектров REE в этой группе циркона, за исключением точек 1005-8.1 и 1005-11.1, поставленных в широкие полосы ростовой зональности, – четко проявленная синусоидальность спектров REE в области средних и тяжелых REE (рис. 7). Подобная синусоидальность имеет место в распределении REE в гранитах мантийного генезиса. Наиболее общепринятая причина появления такой синусоидальности – неравновесный мантийный метасоматоз с участием углеродсодержащего флюида [7].

В области средних REE синусоидальные спектры варьируют практически в тех же пределах, а в области тяжелых REE они сходятся (рис. 7). Спектры распределения REE в точках 1005-8.1 и 1005-11.1 линейные (от Pr до Er) с относительно пониженным уровнем содержания этих элементов. На отрезке Er–Lu спектры для двух рассматриваемых точек циркона сливаются с остальными синусоидальными спектрами.

Циркон с осцилляционной зональностью и серого оттенка в CL не отличается аномальным содержанием редких элементов. Напротив, содержания неформульных для циркона Li, Ca, Sr, Ba и Ti (за исключением точки 1005-16.2, где при анализе явно произошел захват титансодержащей фазы) невысоки и мало чем отличаются от «обычного» неизмененного циркона. Усредненная, за вычетом аномального значения, температура кристаллизации циркона с осцилляционной зональностью может быть ~650 °C, что не противоречит петрологическим оценкам. Содержание Hf в цирконе этой группы в ср. 9281, Y 3236, Th 805, U 493 г/т, Th/U от 0,48 до 10,8. Исключением является Nb, содержание которого от 30 до 1307, ср. 341 г/т.

Циркон белого оттенка в CL отличается пониженным примерно в 1,5 раза общим уровнем среднего содержания REE (2371 по сравнению с 3350 г/т в цирконе с осцилляционной зональностью). В пяти спектрах сохраняется синусоидальный характер распределения REE (рис. 7). В остальных спектрах синусоидальность отсутствует. Eu-аномалия практически не проявлена. За счет большего, чем в цирконе с осцилляционной зональностью, содержания La и Pr при таком же уровне содержания церия положительная Ce-аномалия менее выражена (Ce/Ce^* ср. 6,7 и 29).

Кроме того, циркон белого оттенка в CL отличается от циркона с осцилляционной зональностью повышенным средним содержанием Li 0,11 и 0,04, Ca 139 и 6,6, Sr 9,5 и 2,0 и Ba 19,3 и 3,7 г/т и пониженным фосфора 74 и 159, Y 2506 и 3236, Nb 234 и 341 и Th 270 и 805 г/т. Th/U от 0,11 до 2,86 при ср. 0,98, при этом оно ниже, чем у циркона с осцилляционной зональностью.

ТОБУКСКИЙ КОМПЛЕКС

Пироксен-флогопитовый лампрофир, обр. 1031 (рис. 4). Циркон представлен умеренно удлиненными зернами (Ku от 1:2 до 1:3) до 150–200 мкм по длинной оси (рис. 11). Большинство зерен содержит ядерную центральную часть, отличающуюся более темными оттенками в CL. Внешняя часть зерен более светлая в CL, как и в центральной части, в ней прослеживается осцилляционная зональность.

По десяти точкам для циркона серого оттенка в CL на графике с конкордией Тера-Вассербурга [26] получен изохронный возраст 141 ± 2 млн лет (рис. 6). Для двух темно-серых в CL ядер циркона – точки 103-7.2, 1031-10.1 – установлен «древний» возраст около 1800 млн лет.

Спектры REE однотипны для всех точек циркона, включая «древние» захваченные ядра (рис. 12). Спектры дифференцированы от легких к тяжелым REE (Lu_N/La_N ср. 3154), проявлена положительная Ce-аномалия (Ce/Ce^* ср. 36). Захваченный «древний» циркон отличается четко выраженной отрицательной Eu-аномалией (Eu/Eu^* ср. 0,24) по сравнению с цирконом, характеризующим нижнемеловой возраст магматической кристаллизации самого лампрофира, в котором отрицательная Eu-аномалия незначительна (Eu/Eu^* ср. 0,70). Этот циркон отличается от захваченного циркона пониженным содержанием фосфора ср. 27, гафния 7436, урана 293, Ti от 4 до 63 г/т (исключая аномальное значение 1133 г/т), что делает некорректными расчеты по «Ti-в-цирконе» термометру [28].

Эруптивная брекчия с лампроитовым цементом, обр. 1003 (рис. 4). Циркон представлен разноразмерными зернами чаще всего изометричной формы, реже удлиненными кристаллами (до 200 мкм по длинной оси). В ряде зерен сохраняется контрастная осцилляционная зональность с чередованием широких полос черного и темно-серого оттенка в CL (рис. 11). Не менее половины зерен мелкие, затронуты интенсивными изменениями разной морфологии, проявленными в CL в виде участков, окрашенных в белый цвет. Циркон может быть целиком преобразован, например точка 1003-1, или сохранять реликты первичного циркона, даже со следами осцилляционной зональности (1003-14).

Датирование циркона не обнаружило различий в возрасте циркона обоих типов. По восьми точкам получено конкордантное значение возраста 136 ± 2 млн лет (рис. 6).

По характеру распределения REE выделяются две точки анализа: для циркона 1003-9.1 установлен синусоидальный характер спектра в области средних и тяжелых REE (рис. 12); спектр распределения REE для циркона 1003-7.1 выполнен за счет повышенного содержания легких REE (555 г/т по сравнению с 59 г/т – средним содержанием легких REE для остальных точек анализа). Для остальных точек циркона установлен дифференцированный характер распределения REE – Lu_N/La_N ср. 3487, проявлена положительная Ce-аномалия (Ce/Ce^* ср. 34,9) и слабовыраженная отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu^* ср. 0,73). Циркон белого оттенка в CL отличается несколько пониженным содержанием всех REE с сохранением параллельности спектров их распределения (рис. 12).

Циркон белого оттенка в CL отличается от ранней генерации циркона пониженным содержанием фосфора (в двух точках содержание ниже порога определения, для двух других точек 38 при ср. 102 г/т для циркона серого оттенка), Y ср. 1199 и 2184 для белого и серого в CL циркона, Nb 24 и 61, Hf 5305 и 7986, Th 424 и 1378, U 302 и 986 г/т. Th/U больше единицы в обеих группах цирконов.

ВЫВОДЫ. Использование современных прецизионных изотопно-геохронологических (SIMS U-Pb) и микрозондовых геохимических (REE) методов исследования циркона позволило восстановить более подробно, чем это было сделано ранее [9, 15], геологическую историю формирования как самого Рябинового сиенитового массива, так и связанных с процессом его становления проявлений гидротермальной деятельности. Радиологический возраст магматической кристаллизации сиенитов алданского плутонического комплекса **142–143 млн лет**, щелочных лампрофиров и эруптивных брекчий тобукского гиабиссального комплекса **136–141 млн лет**. Сиенит-порфиры дайковой серии алданского комплекса показали радиологический возраст **133 ± 5 млн лет**. Постмагматические внутриинтрузивные метасоматиты – эгириновые фельдшпатиты и околорудные гумбеиты – оказались незначительно оторванными во времени от момента завершения процесса магматической кристаллизации пород алданского и тобукского комплексов. Высокотемпературные эгириновые фельдшпатиты сформировались **132 ± 2**, а сменяющие их во времени околорудные гумбеиты **125–133 млн лет назад**. Таким образом, суммарный возрастной интервал становления щелочных пород и метасоматитов Рябинового массива **18–20 млн лет**, что хорошо согласуется с данными по математическому и физико-химическому моделированию термической истории остывающих гранитоидных плутонов, близких к Рябиновому массиву по размеру и глубине становления [19, 25].

Температура кристаллизации циркона, определенная по «Ti-в-цирконе» геотермометру [28], также хорошо согласуется с петрологическими

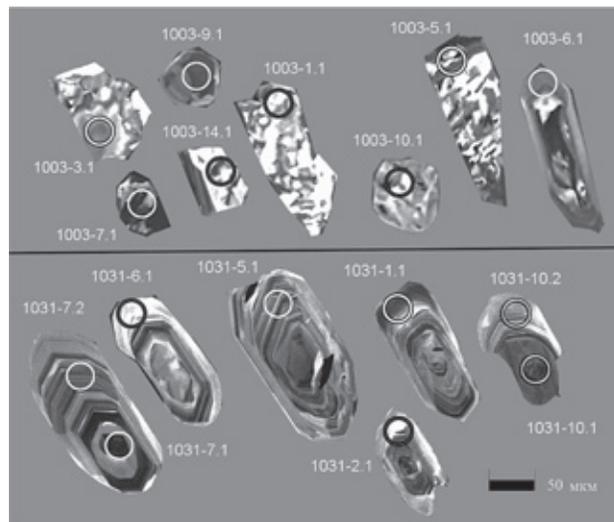


Рис. 11. Катодолюминесцентные изображения изученных зерен цирконов из эруптивных брекчий с лампроитовым цементом (обр. 1003) и щелочных флогопит-пироксеновых лампрофиров (обр. 1031) тобукского комплекса

особенностями формирования щелочных магматических пород и метасоматитов, участвующих в строении Рябинового сиенитового массива. Температура кристаллизации циркона из щелочнополевошпатовых эгирин-авгитовых сиенитов алданского плутонического комплекса **830 °С**, сиенит-порфиров дайковой серии этого же комплекса **880 °С**. Температура кристаллизации циркона из высокотемпературных эгириновых фельдшпатитов **560–600 °С**, а из околорудных гумбеитов приблизительно **650 °С**. Из-за высоких содержаний титана в цирконах из магматических пород тобукского комплекса оценка температуры их кристаллизации по «Ti-в-цирконе» термометру оказалась невозможной.

Изучение распределения содержаний REE в цирконах показало, что цирконы из фельдшпатитов менее обогащены суммой REE (от 30 до 1000 г/т)

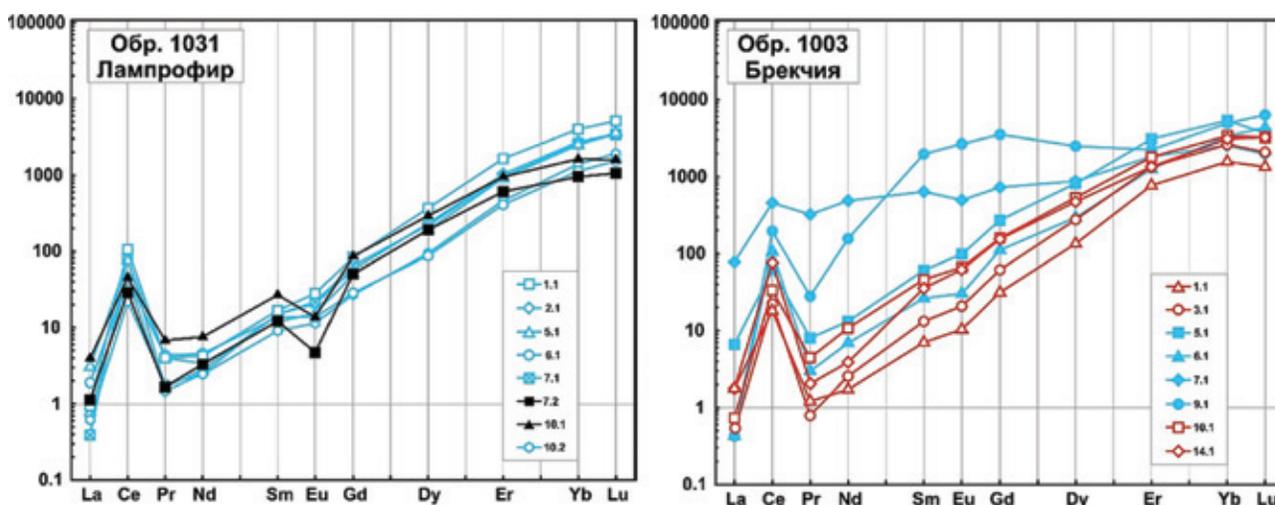


Рис. 12. Редкоземельные спектры цирконов (в нормированных единицах к содержаниям в хондритах) из магматических пород тобукского гиабиссального комплекса

Синий цвет линий спектра отвечает цирконам со следами осцилляционной зональности и серого оттенка в CL изображении, красный цвет – цирконам белого оттенка в CL, черный цвет – цирконам черного оттенка в CL

по сравнению с цирконами из ореолов гумбеитизации, в которых содержания суммы REE от 1500 до 7000 г/т, что сопоставимо с уровнем накопления этих элементов в аксессуарных цирконах из исходных магматических пород алданского (400–7000 г/т) и тобукского (300–3000 г/т) комплексов.

Установлено, что состав циркона по редким и редкоземельным элементам – чуткий индикатор проявления рудоносных метасоматических процессов. Примером может служить циркон из сиенита МТ-59, рассматриваемого как неизменная вмещающая порода. Помимо «обычного» циркона с магматическим характером распределения REE, в нем также присутствует черный в CL циркон, резко отличающийся повышенным содержанием легких REE и редуцированными аномалиями по Се и Eu. Спектры практически горизонтальны в области легких и средних REE за счет повышенного содержания этих элементов. Эта генерация циркона, кроме того, значительно отличается повышенным содержанием редких элементов Р, У, Nb, Th, U, связанных друг с другом положительными корреляциями, что подтверждает их закономерное вхождение в структуру циркона по ксенотимовой схеме изоморфизма. При таком контрастном различии в редкоэлементном составе обе генерации циркона имеют одинаковый U-Pb возраст, что свидетельствует о том, что U-Pb система в цирконе может быть более устойчивой к наложенным на породу метасоматическим процессам, чем геохимия самого циркона.

В цирконе из метасоматитов Рябинового массива установлено крайне не характерное даже для циркона ГМ типа [23] распределение REE, заключающееся в появлении синусоидальных в области средних и тяжелых REE спектров. Практически во всех изученных образцах щелочных магматических пород и метасоматитов выделяются две генерации циркона ГМ происхождения – более ранний серого оттенка в CL и циркон с характерным белым оттенком в CL, являющийся результатом перекристаллизации более ранней генерации циркона. Циркон белого оттенка в CL отличается пониженным уровнем содержания REE при сохранении подобия спектров, а также пониженным содержанием фосфора, У, Nb, Hf, Th и U при неизменной величине Th/U.

Авторы благодарят С. Г. Симакина, Е. В. Потапова (ЯФ ФТИАН) и коллег из ЦИИ ВСЕГЕИ за помощь в получении аналитических данных. Исследование геохимии циркона выполнено при финансовой поддержке РФФИ (16-05-00125), Минобрнауки России в рамках проектной части государственного задания в сфере научной деятельности (№ 5.9248.2017/ВУ) на 2017–2019 гг. и темы НИР ИГД РАН (0153-2015-0005). Авторы также благодарят Т. В. Бузкову (ФГБУ «ВСЕГЕИ») за техническое содействие при подготовке рукописи к изданию.

1. Дворник Г.П. Серцит-микроклиновые метасоматиты и золотое оруденение Рябиновского рудного поля (Алданский щит) // Литосфера. 2009. № 2. – С. 56–66.

2. Дворник Г.П. Метасоматизм и золотое оруденение калиевых щелочных массивов (на примере Центрально-Алданской щелочной провинции). – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2014. – 329 с.

3. Казыцын Ю.В. Метасоматизм гидротермальных месторождений. – Л.: Недра, 1972. – 145 с.

4. Кочетков А.Я., Пахомов В.Н., Попов А.Б. Магматизм и метасоматизм Рябинового рудоносного щелочного массива (Центральный Алдан) // Магматизм медно-молибденовых рудных узлов. – Новосибирск: Наука, 1989. – С. 79–110.

5. Кочетков А.Я. Рудоносность щелочных массивов алданского щита. Рябиновское медно-золото-порфировое месторождение // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. № 1. – С. 62–73.

6. Левашова Е.В., Скублов С.Г., Ли С.-Х. и др. Геохимия и U-Pb возраст циркона из редкометалльных месторождений безнефелиновых сиенитов Украинского щита // Геол. рудных месторождений. 2016. Т. 56. № 3. – С. 267–291.

7. Леснов Ф.П. Закономерности распределения редкоземельных элементов в гранатах // Записки РМО. 2002. Вып. 1. – С. 79–98.

8. Макеев А.Б., Скублов С.Г. Итриево-редкоземельные цирконы Тимана: геохимия и промышленное значение // Геохимия. 2016. № 9. – С. 821–828.

9. Молчанов А.В. Эльконский золото-урановорудный узел (Южная Якутия): Основные черты геологического строения, петрографо-геохимические особенности гидротермально-метасоматических образований и рудоносность / А.В. Молчанов, В.В. Шатов, А.В. Терехов, В.Н. Белова, А.В. Радьков, В.В. Семенова, О.Л. Соловьев, Н.В. Шатова // Регион. геология и металлогения. 2012. № 50. – С. 80–101.

10. Скублов С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. – СПб.: Наука, 2005. – 147 с.

11. Скублов С.Г. Распределение редкоземельных и редких элементов в цирконах из миаскитовых лампроитов Панозерского комплекса Центральной Карелии / С.Г. Скублов, С.Б. Лобач-Жученко, Н.С. Гусева, И.М. Гембицкая, Е.В. Толмачева // Геохимия. 2009. № 9. – С. 958–971.

12. Терехов А.В. Два типа рудоносных гумбеитов Эльконского золото-урановорудного узла (Южная Якутия) / А.В. Терехов, А.В. Молчанов, Н.В. Шатова, В.Н. Белова // Регион. геология и металлогения. 2014. № 60. – С. 71–86.

13. Урюмов А.Н., Дворник Г.П. Щелочные рудоносные метасоматиты Рябинового массива (Алданский щит) // Советская геология. 1984. № 9. – С. 84–94.

14. Федотова А.А., Бибикова Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 9. – С. 980–997.

15. Шатов В.В. Петрография, геохимия и изотопное (U-Pb и Rb-Sr) датирование щелочных магматических пород Рябинового массива (Южная Якутия) / В.В. Шатов, А.В. Молчанов, Н.В. Шатова, С.А. Сергеев, В.Н. Белова, А.В. Терехов, А.В. Радьков, О.Л. Соловьев // Регион. геология и металлогения. 2012. № 51. – С. 62–78.

16. Шатова Н.В. Петрография и геохимия щелочных интрузивных пород и метасоматитов Рябинового рудного поля (Южная Якутия) // Материалы Всерос. конф. «Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений», посв. 100-летию со дня рождения акад. Николая Алексеевича Шилов (1913–2008). – М.: ИГЕМ РАН, 2013. – С. 115.

17. Шатова Н.В. Геохимия и петрография гидротермально измененных пород Рябинового рудного поля (Южная Якутия) и прогноз золото-медно-порфирового оруденения // Сб. материалов V Российской молодежной науч.-практич. Школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования». – М.: ИГЕМ РАН, 2015. – С. 273–276.

18. Шатова Н.В. Редкоземельные элементы в щелочных магматических породах и околорудных метасоматитах Рябинового рудного поля (Центральный Алдан, Южная Якутия) // Материалы «V Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского» (28 февраля – 2 марта

2017 г.). С.-Петербург, ФГБУ «ВСЕГЕИ». – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. – С. 302–307.

19. Cathles L.M. An analysis of the cooling of intrusives by ground-water convection which includes boiling // *Econ. Geol.* 1977. Vol. 72. – P. 804–826.

20. Finch R.J., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Burns P.C. Rare-earth elements in synthetic zircon: Pt. 2. A single-crystal X-ray study of xenotime substitution // *Amer. Mineral.* 2001. Vol. 86. – P. 681–689.

21. Geisler T., Schleicher H. Improved U–Th–total Pb dating of zircons by electron microprobe using a simple new background modeling procedure and Ca as a chemical criterion of fluid-induced U–Th–Pb discordance in zircon // *Chem. Geol.* 2000. Vol. 163. – P. 269–285.

22. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis / Eds. by J.M. Hanchar and P.W.O. Hoskin // *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.* 2003. Vol. 53. – P. 27–62.

23. Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2005. Vol. 69. – P. 637–648.

24. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. Vol. 120. – P. 223–253.

25. Norton D., Knight J. Transport phenomena in hydrothermal systems: Cooling plutons // *Amer. J. Sci.* 1977. Vol. 277. – P. 937–981.

26. Tera F., Wasserburg G.J. U–Th–Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1972. Vol. 14. P. 281–304.

27. Shatova N.V., Shatov V.V., Molchanov A.V., Terekhov A.V., Seltmann R. Geology and alteration controls of Cu–Au porphyry style mineralization of the Ryabinovoe ore field (Central Aldan, South Yakutia) // *Proceedings of 35th Int. Geol. Congress.* 26 August – 4 September 2016. Cape Town, Republic of South Africa.

28. Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2006. Vol. 151. – P. 413–433.

29. Wetherill G.W. Discordant uranium–lead ages // *Trans. Amer. Geophys. Union.* 1956. Vol. 37. – P. 320–326.

30. Williams I.S. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe / Eds. by M.A. McKibben, W.C. Shanks III and W.I. Ridley // *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes.* *Rev. Econ. Geol.* 1998. Vol. 7. – P. 1–35.

1. Dvornik G.P. Sericite-microcline metasomatites and gold mineralization of the Ryabinovoe ore field (Aldan Shield). *Litosfera.* 2009. No 2. Pp. 56–66. (In Russian).

2. Dvornik G.P. Metasomatizm i zolotoe orudnenie kaliyevykh shchelochnykh massivov (na primere Central'no-Aldanskoj shchelochnoy provincii [Metasomatites and gold mineralization of high potassium alkaline massifs (example from Central Aldan alkaline province)]. Yekaterinburg: UGGU Publishing House. 2014. 329 p.

3. Kazitsyn Yu.V. Metasomatizm gidrotermal'nykh mestorozhdeniy [Metasomatism of hydrothermal ore deposits]. Leningrad: Nedra. 1972. 145 p.

4. Kochetkov A.Ya., Pakhomov V.N., Popov A.B. Magmatism and metasomatism of the Ryabinovoe alkaline ore-bearing massif (Central Aldan). *Magmatism of copper-molybdenum ore knots.* Novosibirsk: Nauka. 1989. Pp. 79–110. (In Russian).

5. Kochetkov A.Ya. Mineral potential of alkaline massifs of the Aldan Shield. The Ryabinovoe copper-gold-porphyry deposit. *Tikhookeanskaya geologiya.* 2006. Vol. 25. No. 1, pp. 62–73. (In Russian).

6. Levashova E.V., Skublov S.G., Li S.-X. i dr. Geochemistry and U–Pb age of zircon from rare metal deposits hosted in nepheline free syenites (Ukrainian Shield). *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy.* 2016. Vol. 56. No 3, pp. 267–291. (In Russian).

7. Lesnov F.P. Regularities of REE partitioning in garnets. *Zapiski Rossiyskogo mineralogicheskogo obshchestva.* 2002. No 1, pp. 79–98. (In Russian).

8. Makeyev A.B., Skublov S.G. Yttrium-rare earth zircons of Timan: geochemistry and industrial significance. *Geohimiya.* 2016. Vol. 54. No 9, pp. 788–794. (In Russian).

9. Molchanov A.V., Shatov V.V., Terekhov A.V., Belova V.N., Rad'kov A.V., Semenova V.V., Soloviev O.L., Shatova N.V. The Elkon gold and uranium ore knot (South Yakutia): Main features of geological setting, petrography and mineralogy of alteration types and mineral potential. *Region. geologiya i metallogeniya.* 2012. No 50, pp. 80–101. (In Russian).

10. Skublov S.G. *Geohimiya redkozemel'nykh ehlementov v porodooobrazuyushchih metamorficheskikh mineralakh [Geochemistry of rare-earth elements in metamorphic rock-forming minerals].* St. Petersburg: Nauka. 2005. 147 p.

11. Skublov S.G., Lobach-Zhuchenko S.B., Guseva N.S., Gembitskaya I.M., Tolmacheva E.V. Rare earth and trace element distribution in zircons from miaskite lamproites of the Panozero Complex, Central Karelia. *Geohimiya.* 2009. No 9, pp. 958–971. (In Russian).

12. Terekhov A.V., Molchanov A.V., Shatova N.V., Belova V.N. Two types ore-bearing gumbecitic alteration from the Elkon gold and uranium ore knot (South Yakutia) *Region. geologiya i metallogeniya.* 2014. No 60, pp. 71–86. (In Russian).

13. Ugryumov A.N., Dvornik G.P. Ore-bearing alkaline metasomatites of the Ryabinovoy massif (Aldan Shield). *Sovetskaya Geologiya.* 1984. No 9, pp. 84–94. (In Russian).

14. Fedotova A.A., Bibikova E.V., Simakin S.G. Ion-microprobe zircon geochemistry as an indicator of mineral genesis during geochronological studies. *Geohimiya.* 2008. Vol. 46. No 9, pp. 912–927. (In Russian).

15. Shatov V.V., Molchanov A.V., Shatova N.V., Sergeev S.A., Belova V.N., Terekhov A.V., Rad'kov A.V., Soloviev O.L. Petrography, geochemistry and isotopic (U–Pb and Rb–Sr) dating of alkaline magmatic rocks of the Ryabinovoy massif (South Yakutia). *Region. geologiya i metallogeniya.* 2012. No 51, pp. 62–78. (In Russian).

16. Shatova N.V. Petrography and geochemistry of alkaline intrusive rocks and metasomatites of the Ryabinovoe ore field (South Yakutia). *Conference Proceedings "Ore-forming processes: From genetic conception to discovery of new ore provinces and deposits".* Moscow: IGEM RAS. 2013. P. 115. (In Russian).

17. Shatova N.V. Geochemistry and petrography of hydrothermally altered rocks of the Ryabinovoe ore field (South Yakutia) and forecasting Au–Cu–porphyry ore mineralization. *Conference Proceedings "New data in study of ore-forming processes".* Moscow: IGEM RAS. 2015. Pp. 273–276. (In Russian).

18. Shatova N.V. Rare-earth elements in alkaline magmatic rocks and wall rock alterations of the Ryabinovoe ore field (Central Aldan, South Yakutia). *Proceedings of V International Conference of Young Scientists.* St. Petersburg: VSEGEI Publishing House. 2017. Pp. 302–307. (In Russian).

19. Cathles, L.M. 1977: An analysis of the cooling of intrusives by ground-water convection, which includes boiling. *Econ. Geol., vol. 72,* 804–826.

20. Finch, R.J., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Burns, P.C. 2001: Rare-earth elements in synthetic zircon: Pt. 2. A single-crystal X-ray study of xenotime substitution. *Amer. Mineral., vol. 86,* 681–689.

21. Geisler, T., Schleicher, H. 2000: Improved U–Th–total Pb dating of zircons by electron microprobe using a simple new background modeling procedure and Ca as a chemical criterion of fluid-induced U–Th–Pb discordance in zircon. *Chem. Geol., vol. 163,* 269–285.

22. Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U. 2003: The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In Hanchar, J.M. and Hoskin, P.W.O. (eds.): *Zircon Rev. Mineral. Geochem., vol. 53,* 27–62.

23. Hoskin, P.W.O. 2005: Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 69,* 637–648.

24. McDonough, W.F., Sun, S.S. 1995: The composition of the Earth. *Chem. Geol., vol. 120,* 223–253.

25. Norton, D., Knight, J. 1977: Transport phenomena in hydrothermal systems: Cooling plutons. *Amer. J. Sci., vol. 277,* 937–981.

26. Tera, F., Wasserburg, G.J. 1972: U–Th–Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 14, 281–304.
27. Shatova, N.V., Shatov, V.V., Molchanov, A.V., Terekhov, A.V., Seltmann, R. 2016: Geology and alteration controls of Cu–Au porphyry style mineralization of the Ryabinovoe ore field (Central Aldan, South Yakutia). *Proceedings of 35th Int. Geol. Congress. 26 August–4 September 2016*. Cape Town, Republic of South Africa.
28. Watson, E.B., Wark, D.A., Thomas, J.B. 2006: Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 151, 413–433.
29. Wetherill, G.W. 1956: Discordant uranium-lead ages. *Trans. Amer. Geophys. Union*, vol. 37, 320–326.
30. Williams, I.S. 1998: U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. In McKibben, M.A., Shanks III, W.C., Ridley, W.I. (eds.): *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. *Rev. Econ. Geol.*, vol. 7, 1–35.

Шатова Надежда Витальевна – вед. инженер, ВСЕГЕИ¹. <narlin.ros@mail.ru>

Скублов Сергей Геннадьевич – доктор геол.-минер. наук, гл. научн. сотр., ИГГД РАН², профессор Санкт-Петербургского горного университета³. <skublov@yandex.ru>

Мельник Алексей Евгеньевич – канд. геол.-минер. наук, ассистент Санкт-Петербургского горного университета³, мл. науч. сотрудник, ИГГД РАН². <aleks@melnik.me>

Шатов Виталий Витальевич – канд. геол.-минер. наук, зам. ген. директора, ВСЕГЕИ¹. <vitaly_shatov@vsegei.ru>

Молчанов Анатолий Васильевич – доктор геол.-минер. наук, зав. отделом, ВСЕГЕИ¹. <anatoly_molchanov@vsegei.ru>

Терехов Артем Валерьевич – канд. геол.-минер. наук, зам. зав. отделом, ВСЕГЕИ¹. <artem_terekhov@vsegei.ru>

Сергеев Сергей Андреевич – канд. геол.-минер. наук, директор Центра изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ¹. <sergey_sergeev@vsegei.ru>

Shatova Nadezhda Vitalievna – Leading Engineer, Department of Metallogeny and Geology Mineral Deposits, VSEGEI¹. <narlin.ros@mail.ru>

Skublov Sergey Gennadjevich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Principal Staff Scientist, IPGG RAS²; Professor, Saint-Petersburg Mining University³. <skublov@yandex.ru>

Melnik Aleksey Evgenjevich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Assistant Professor, Saint-Petersburg Mining University³; Junior Staff Scientist, IPGG RAS². <aleks@melnik.me>

Shatov Vitaly Vitalievich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Deputy Director of VSEGEI¹. <vitaly_shatov@vsegei.ru>

Molchanov Anatoly Vasilievich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Head of Department of Metallogeny and Geology Mineral Deposits, VSEGEI¹. <anatoly_molchanov@vsegei.ru>

Terekhov Artem Valerievich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Deputy Head of Department of Metallogeny and Geology Mineral Deposits, VSEGEI¹. <artem_terekhov@vsegei.ru>

Sergeev Sergey Andreevich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Director of Centre of Isotopic Research – CIR VSEGEI¹. <sergey_sergeev@vsegei.ru>

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.

A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia.

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН). Наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия. Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences (IPGG RAS). 2 Naberezhnaya Makarova, St. Petersburg, 199034, Russia.

³ Санкт-Петербургский горный университет. 21-я линия, 2, Санкт-Петербург, 199106, Россия. Saint-Petersburg Mining University (Mining University). 2 21st Line, St. Petersburg, 199106, Russia.