

**ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О U-Pb ВОЗРАСТЕ И СОСТАВЕ ЦИРКОНА ИЗ РУДОНОСНЫХ СИЕНИТОВ ГОРЫ РУДНАЯ (ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ)**

**В.Е. Гузев<sup>1,2</sup>, А.В. Терехов<sup>1</sup>, С.Г. Скублов<sup>3,2</sup>, В.И. Леонтьев<sup>2,1</sup>, А.В. Молчанов<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>ФГБУ ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, Средний пр-т В.О. 74, г. Санкт-Петербург, 199106;  
e-mail: [vladislav\\_guzev@vsegei.ru](mailto:vladislav_guzev@vsegei.ru)

<sup>2</sup>ФГБОУВО Санкт-Петербургский горный университет, 21-я линия В.О. 2, г. Санкт-Петербург, 199106;  
e-mail: [s195007@stud.spmi.ru](mailto:s195007@stud.spmi.ru)

<sup>3</sup>ФГБУН Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова 2, г. Санкт-Петербург, 199034;  
e-mail: [skublov@yandex.ru](mailto:skublov@yandex.ru)

Поступила в редакцию 08 декабря 2020 г.

Впервые проведено изотопно-геохимическое исследование (SHRIMP-II, SIMS) циркона из сиенитов горы Рудная, включающих в себя недавно открытое Морозкинское золоторудное месторождение, расположенных в Южной Якутии. Гора Рудная представляет собой сиенитовый массив в форме лакколита и находится в пределах Центрально-Алданского рудного района. Золоторудная минерализация проявлена в кислотных низкотемпературных метасоматитах – березитах (Qz-Ser-Ank-Py состав) и представлена прожилково-вкрапленной и жильной минерализацией. Оруденение приурочено к крутопадающим субмеридиональным зонам дробления внутри интрузии. Возраст рудоносных сиенитов по данным датирования циркона составляет около 130 млн лет. Полученный возраст соответствует основной стадии магматизма и сопряженной с ней гидротермально-метасоматической деятельности в пределах Центрально-Алданского рудного района. В сиенитах установлено две группы цирконов, одна из которых имеет признаки магматического генезиса. Вторая группа цирконов имеет признаки флюидного воздействия: повышенное содержание U, Th и ряда неформульных элементов (LREE, Ca, Ti, Sr). Присутствие двух контрастных по составу и облику, но одновозрастных разновидностей цирконов указывают на то, что процессы магматической кристаллизации сиенитов горы Рудной и их флюидной переработки были сближены во времени.

Ключевые слова: U-Pb возраст, циркон, REE, месторождение Морозкинское, гора Рудная, Якутия.

**ВВЕДЕНИЕ**

Мезозойский магматизм Алданского щита характеризуется исключительным многообразием состава изверженных пород, с которыми парагенетически связаны крупные месторождения золота и ряда других полезных ископаемых [4, 9]. Магматические формации мезозойского возраста широко развиты на щите и образуют несколько рудно-магматических узлов и районов [7]. Центрально-Алданский рудный район является наиболее крупной, хорошо изученной и экономически освоенной территорией Алданского щита, в пределах которого расположен рассматриваемый объект. Массив сиенитов горы Рудная, включающий в себя Морозкинское золоторудное месторождение, имеет форму лакколита. Впервые на рудоносность интрузии обратил внимание Ю.А. Билибин в 1926 г, однако оконтурить участок недр в качестве самостоя-

тельного рудного объекта и перевести его в ранг месторождения с запасами 17.3 т золота удалось только в 2016 году [11].

За прошедшее десятилетие получены современные геохронологические и изотопно-геохимические данные, позволяющие во многом пересмотреть и сузить возраст мезозойского магматизма на Алданском щите [8, 12, 13, 15, 27, 29]. Однако, несмотря на то, что возраст ряда интрузивных массивов Центрально-Алданского золотоносного рудного района детально охарактеризован, достоверные геохронологические данные для сиенитов горы Рудной отсутствуют. В настоящей работе приведены новые данные по составу и U-Pb возрасту циркона из представительных образцов сиенитов горы Рудной. Полученные результаты внесут вклад в понимание эволюции магматических процессов в пределах Центрально-Алданского рудного района.

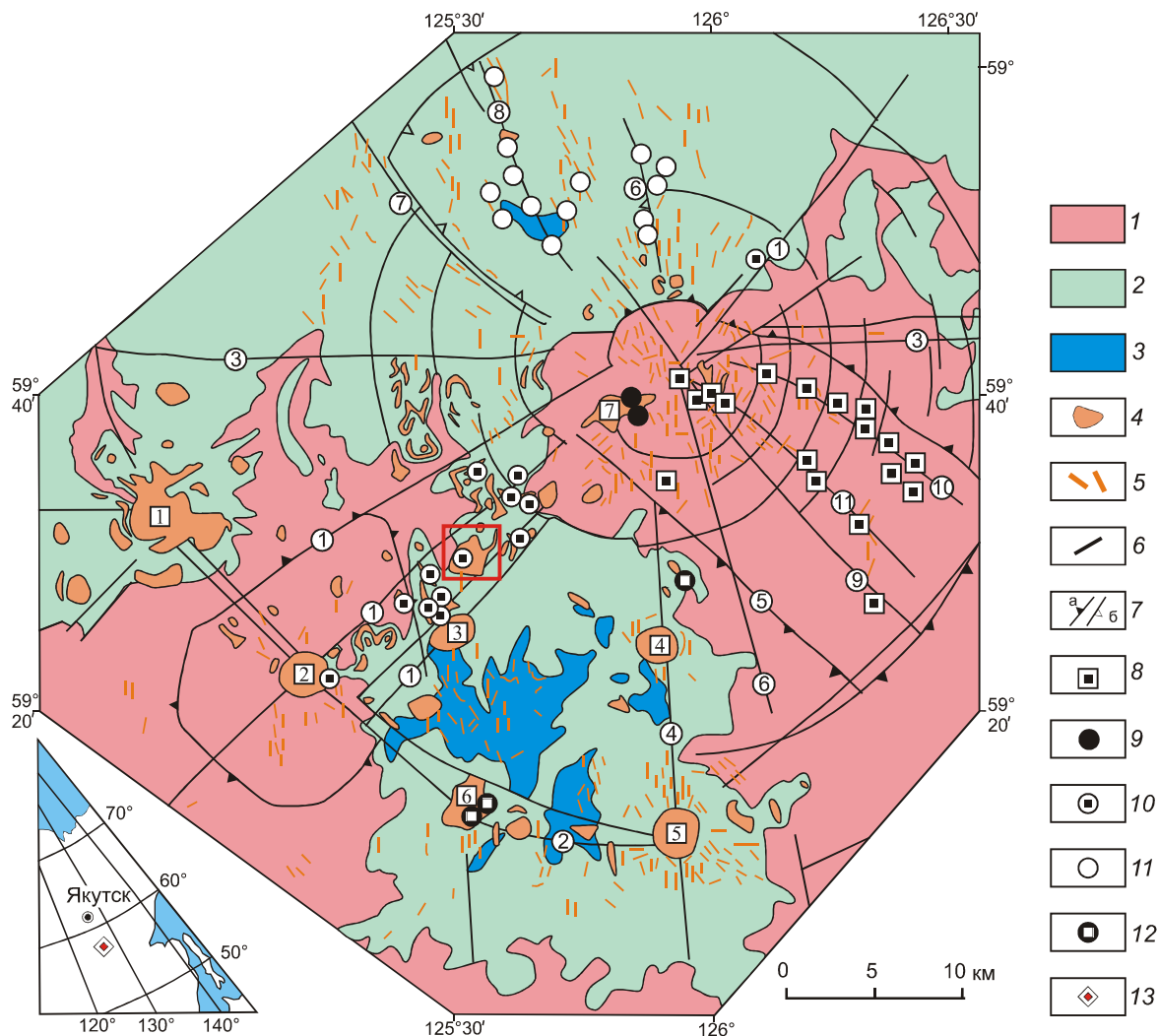


Рис. 1. Геолого-структурная схема Центрально-Алданского района [9].

1 – раннекембрийский кристаллический фундамент; 2 – венд-нижнекембрийский платформенный чехол; 3 – терригенные отложения нижней и средней юры; 4, 5 – щелочные и умереннощелочные магмопроявления: интрузии (4) и дайки (5); 6 – разломы; 7 – границы блоков: а – поднятий, б – впадин; 8–12 – геолого-промышленные типы месторождений мезозойского возраста: Au-U (8), Au-Cu порфировый (9), Au-сульфидный (10), куранахский (Au) (11), самолазовский (12); 13 – положение Центрально-Алданского рудного района. Наиболее крупные интрузивные массивы (цифры в квадратах): 1 – Инаглинский, 2 – Томмотский, 3 – Якутский, 4 – Джекондинский, 5 – Ыллымахский, 6 – Юхтинский, 7 – Рябиновый. Наиболее крупные линейные разломы (цифры в кружках): 1 – Томмотский, 2 – Юхтино-Пуриканский, 3 – Северо-Алданский, 4 – Джекондинский, 5 – Юхухтинский, 6 – Байанай-Ыллымахский, 7 – Куранахский, 8 – Центрально-Куранахский (Байанай-Куранахский), 9 – Юкунгринский, 10 – Южный, 11 – Сох-Солоохский. Квадратом отмечена изучаемая территория.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Гора Рудная представляет собой сиенитовый массив в пределах Центрально-Алданского рудного района, который расположен на Алданском щите Сибирской платформы вблизи границы с платформенным чехлом и приурочен к северной части гранулитово-гнейсовой области палеопротерозойского возраста (рис. 1). Для района характерно многоярусное строение. Нижний ярус (кристаллический фундамент) сложен тоналит-грондьемитовыми ортогнейсами запад-

но-алданского (около 3.3 млрд лет; [26]) и тимптонского (около 2.0 млрд лет; [6]) комплексов и супракрупными образованиями курумканской (PR<sub>1</sub>?) и фёдоровской (около 2.0 млрд лет; [1]) толщ. Эти породы смяты в складки и рассечены многочисленными разломами, гранитизированы в условиях гранулитовой фации с образованием эндербито-, чарнокито- и гранитогнейсов, прорваны интрузиями гранитов и чарнокитов. Интрузии различных магматических пород и обширные поля гранитогнейсов занимают не менее 50 % района и обычно картируются в составе единого

комплекса, хотя по данным современных геохронологических исследований время формирования этих пород попадает в довольно значительный интервал 1900–2013 млн лет, в котором можно выделить первый этап формирования протолитов гранитогнейсов (1962–2013 млн лет; [2]) и этап, который соответствует временному интервалу 1900–1960 млн лет, когда в условиях гранулитовой фации формировались автохтонные и параавтохтонные чарнокиты, а в центральной части гранулитового ареала – аллохтонные граниты и чарнокиты [3]. Довольно часто в гранитогнейсах присутствуют включения супракристалльных пород федоровской толщи и тоналит-трондьемитовых ортогнейсов. В некоторых случаях описаны постепенные переходы от лейкократовых гнейсов фёдоровской толщи к гранитогнейсам. Верхний ярус (платформенный чехол) образован вендско-нижнекембрийскими карбонатными и юрскими терригенными породами, имеющими субгоризонтальное залегание. Оруденение района пространственно и генетически ассоциировано с калиевым умереннощелочным и щелочным магматизмом мезозойского возраста, который является частью крупной Алданской магматической области, выделяемой в пределах Алданского щита Сибирской платформы [16]. На основе данных K-Ar метода возраст магматизма Алданской магматической области определен в интервале между 175 и 100 млн лет [5, 9]. Результаты U-Pb и Ar-Ar геохронологических исследований сужают этот диапазон до 150–115 млн лет [8, 12, 13, 15, 27, 29]. Более поздние проявления магматизма, зафиксированные в Кеткарско-Юнской магматической провинции Алданского щита, протекали около 87 млн лет назад [12]. Схожие значения возраста в Центрально-Алданском рудном районе получены по единичным зернам циркона из сиенитов Рябинового массива (76–83 млн лет) и по циркону из кварц-полевошпатовых метасоматитов Самолазовского месторождения ( $83 \pm 11$  млн лет) [25]. Магматические тела Алданской магматической области в пределах Центрально-Алданского рудного района представлены лейцит-щелочносиенитовым, монзонит-сиенитовым, фергусит-дунитовым формационными типами. Распространённой формой магматических тел являются штоки, силлы, дайки, слагающие пояса и поля, реже встречаются некки, трубки взрыва, субвулканические тела [9].

Сиениты горы Рудной расположены в 1 км северо-восточнее пос. Лебединый в пределах бассейна правых притоков р. Большой Куранах (рис. 2). Массив сиенитов имеет форму лакколита, максимальная мощность которого достигает 180 м. Породы массива прорваны более поздними дайками и силлами сиенит-порфиоров и вогезитов, протяженность которых мо-

жет достигать 1 км при мощности несколько метров. Субгоризонтальная подошва интрузии лежит на породах федоровской толщи и нерасчлененных гранитах палеопротерозойского возраста, либо подстилается маломощными пластами венд-нижнекембрийских доломитов. С севера-запада на юго-восток поверхность фундамента ступенчато, по разломам амплитудой до 30 м, погружается, и в этом же направлении возрастает мощность осадочной толщи. Породы фундамента и осадочного чехла пересекаются разрывными структурами и оперяющимися их зонами трещиноватости, которые выступали в роли подводящих каналов для магматических расплавов. Становление массива сопровождалось гидротермально-метасоматическими процессами в виде фельдшпатизации, пропицитизации, скарнирования, гумбеитизации и березитизации. Формирование многостадийной гидротермально-метасоматической системы изучаемой интрузии происходило на всём протяжении от момента внедрения сиенитового расплава до момента его кристаллизации. В первую, дорудную стадию образовались высоко-температурные фельдшпатолиты. Вслед за ними формировались скарны и пропициты. На завершающем этапе, по мере остывания интрузии, происходило образование гумбеитов и подавляющее большинство березитов, которые накладывались на более ранние метасоматиты. Золотое оруденение приурочено к зонам березитизации (Qz-Ser-Ank-Py состав) и представлено прожилково-вкрапленной и жильной минерализацией, локализованной в крутопадающих субмеридиональных зонах дробления внутри интрузии [10, 11].

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Химический состав сиенитов на главные элементы определен рентгеноспектральным флуоресцентным методом (XRF) на приборе ARIEL-9800 в Центральной аналитической лаборатории ВСЕГЕИ.

Циркон из четырех образцов сиенитов был выделен во ВСЕГЕИ с использованием тяжелых жидкостей. Изучение U-Pb изотопной системы проведено в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ на ионном микрозонде SHRIMP-II по стандартной методике [31]. Для выбора точек анализа использовались изображения зерен циркона в проходящем свете, в режиме катодolumинесценции (CL) и обратно-отраженных электронов (BSE).

Содержание REE и других редких элементов в цирконе определялось методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS, ионный зонд) в Ярославском филиале Физико-технологического института им. К.А. Валиева РАН (ЯФ ФТИАН РАН) с использованием ионного микрозонда CAMECA IMS-4f. Измерения проводились в тех же «точках», что и датирование

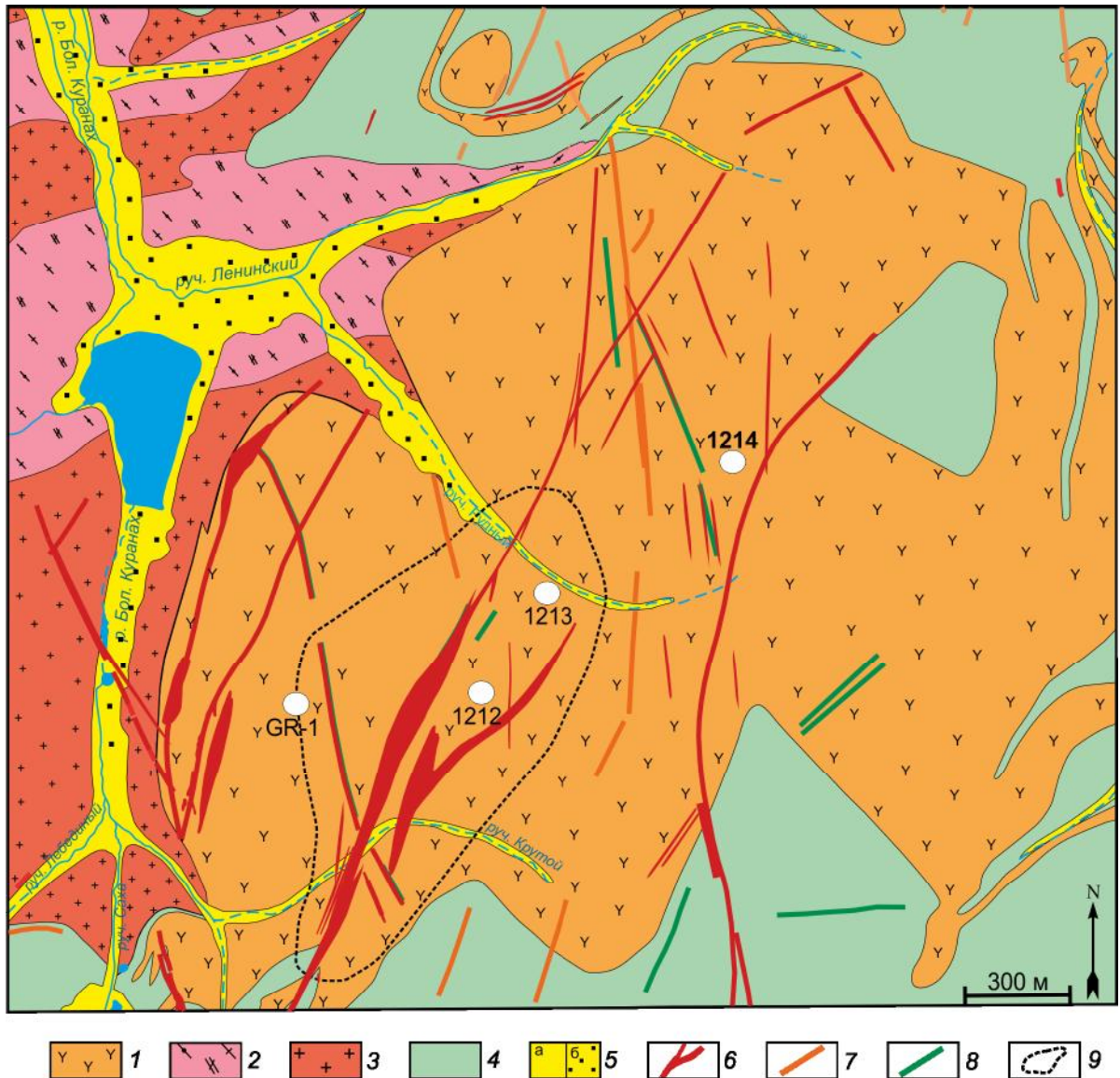


Рис. 2. Схема геологического строения горы Рудной.

1 – сиениты; 2 – гнейсы, плагиогнейсы и кристаллические сланцы федоровской толщи; 3 – палеопротерозойские граниты; 4 – венди-нижнекембрийские доломиты; 5 – отложения речных долин: а – аллювиальные, б – техногенные; 6 – золоторудные крутопадающие жилы и субгоризонтальные лентовидные и пластообразные залежи; 7 – дайки и силлы сиенит-порфиров; 8 – силлы вогезитов; 9 – граница Морозкинского месторождения. Белыми кружками показаны места отбора образцов.

U-Pb методом. Основные пункты методики изложены в [14]. Первичный пучок ионов  $O_2$  достигал поверхности образца под углом в  $25^\circ$  относительно нормали, с энергией, приблизительно равной 14.5 кэВ, и фокусировался в пятно диаметром 25–30 мкм. Интенсивность тока бомбардирующих ионов составляла 3–4 нА. Область сбора вторичных ионов ограничивалась полем зрения, задаваемым полевой диафрагмой и настройкой вторичной ионной оптики, и составляла около 25 мкм в диаметре, что, наряду с фокусировкой первичного пучка, определяло локальность ана-

лиза. При формировании аналитического сигнала использовался диапазон энергий вторичных ионов 75–125 эВ, для чего на образец, находящийся под базовым потенциалом в 4500 В, подавалось смещение -100 В, а энергетическая щель ограничивалась величиной 50 эВ. Изменение потенциала анализируемой области, связанное с зарядкой образца под действием ионной бомбардировки, корректировалось за счет использования специальной процедуры автоподстройки потенциала образца. Масс-спектральное разрешение составляло  $M/\Delta M = 500$ .

Выбранная для анализа область в течение 2–3 мин подвергалась распылению пучком, развернутым в растр 30×30 мкм, так что от проводящей пленки освобождалась площадка размерами приблизительно 50×50 мкм, при этом также производилось удаление слоя поверхностных загрязнений. Измерение производилось в виде трех циклов накопления сигнала с дискретным переключением масс-пиков в пределах заданного набора. Время накопления изменялось в зависимости от интенсивности сигнала и задавалось автоматически посредством контроля статистики. Максимальное время накопления для каждого компонента не превышало 30 с за один цикл.

Абсолютные концентрации для каждого элемента вычислялись на основе измеренных интенсивностей положительных атомарных вторичных ионов, нормированных на интенсивность вторичных ионов  $^{30}\text{Si}^+$ , с использованием коэффициентов относительной чувствительности (КОЧ):  $C_i = I_i / I^{30}\text{Si} \times K_i$ . Калибровочные зависимости получены экспериментально для наборов (7–13) известных, хорошо аттестованных стандартных образцов [23].

Сигналы  $^{153}\text{Eu}^+$ ,  $^{174}\text{Yb}^+$ ,  $^{158}\text{Gd}^+$  и  $^{167}\text{Er}^+$  очищались от интерферирующих молекулярных ионов оксидов Ba и более легких REE с использованием схем вычитания, предложенных в [17]. Дополнительные процедуры вычитания, специфичные для циркона, были использованы для коррекции сигналов  $^{138}\text{Ba}^+$ ,  $^{139}\text{La}^+$ ,  $^{140}\text{Ce}^+$ ,  $^{141}\text{Pr}^+$  с учетом вклада интерферирующих ионов вида  $\text{ZrSiO}$  [21]. Сигнал  $^{174}\text{Yb}^+$  корректировался на величину интенсивности изотопа  $^{174}\text{Hf}^+$ , дающего вклад в интенсивность масс-пика на 174 а.е.м. Интенсивность  $^{174}\text{Hf}^+$  вычислялась из измеренной интенсивности  $^{178}\text{Hf}^+$  с использованием известного значения отношения природных изотопов циркония  $^{178}\text{Hf}^+ / ^{174}\text{Hf}^+ = 170.5$ . Кроме того, сигналы  $^{88}\text{Sr}^+$  и  $^{89}\text{Y}^+$  корректировались с учетом изобарных наложений двухзарядных ионов  $^{176}\text{Hf}^{++}$  и  $^{178}\text{Hf}^{++}$ , присутствующих в области 88 а.е.м и 89 а.е.м. Отношение интенсивностей однозарядных и двухзарядных положительных вторичных ионов гафния, определенное экспериментально, для 177-го изотопа гафния составило  $^{177}\text{Hf}^+ / ^{177}\text{Hf}^{++} = 581$ .

Оценка содержания фосфора проводилась на основе процедуры вычитания гидридного иона  $^{30}\text{Si}^1\text{H}^+$ . Вклад  $^{30}\text{Si}^1\text{H}^+$  в интенсивность ионного тока, измеряемого в области 31 а.е.м., определялся через интенсивность  $^{28}\text{Si}^1\text{H}^+$ , определяемую как разность измеренной интенсивности масс-пика в области 29 а.е.м., нормированной на интенсивность сигнала  $^{30}\text{Si}^+$ , и известного отношения природных изотопов кремния  $^{29}\text{Si}^+ / ^{30}\text{Si}^+ = 1.517$

$$^{28}\text{Si}^1\text{H}^+ / ^{30}\text{Si}^+ = I(29 \text{ a.m.u.}) / ^{30}\text{Si}^+ - 1.517$$

$$^{30}\text{Si}^1\text{H}^+ / ^{30}\text{Si}^+ = ^{28}\text{Si}^1\text{H}^+ / ^{30}\text{Si}^+ / 29.875$$

$$^{31}\text{P}^+ / ^{30}\text{Si}^+ = I(31 \text{ a.m.u.}) / ^{30}\text{Si}^+ - ^{30}\text{Si}^1\text{H}^+ / ^{30}\text{Si}^+$$

Погрешность определения редких элементов не превышает 10 % для концентраций выше 1 ppm и 20 % для концентраций в интервале 0.1–1 ppm. Порог обнаружения для редких элементов варьирует в пределах 5–10 ppb. Оценка температуры кристаллизации циркона выполнена с помощью «Ti-в цирконе» термометра [30].

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОБСУЖДЕНИЕ

Сиениты характеризуются порфировой структурой и массивной текстурой. Они состоят из калиевого полевого шпата (50–70 %), плагиоклаза (до 15 %), клинопироксена (< 10 %), кварца (до 7 %) и часто содержат мелкие зерна бурого биотита (1–3 %). Вторичные минералы представлены карбонатом, хлоритом, эпидотом, серицитом и мусковитом, к которым приурочены скопления сульфидной минерализации (пирит, халькопирит и др.); акцессорные – циркон, апатит, гематит, титанит и магнетит.

Сиенит-порфиры, слагающие дайки и силлы, состоят из калиевого полевого шпата (до 75 %), плагиоклаза (до 10 %), клинопироксена (3–6 %) и биотита (2–4 %). Содержание кварца колеблется от 5 до 15 % и зависит от степени гидротермально-метасоматической проработки пород. Структура порфировая, основная масса полнокристаллическая, трахитоидная. Вторичные минералы – серицит, мусковит, хлорит; акцессорные – титанит, апатит и магнетит.

Вогезиты характеризуются лампрофировой, с элементами порфировой структурой и полнокристаллической тонкозернистой основной массой. Породы состоят из калиевого полевого шпата (до 50 %), роговой обманки (35–45 %) и ортопироксена (5–10 %). Вторичные минералы представлены хлоритом, титанитом; акцессорные минералы – апатит, магнетит и циркон. Фенокристаллы слагают до 35 % породы и представлены в основном роговой обманкой, реже титанитом и калиевым полевым шпатом.

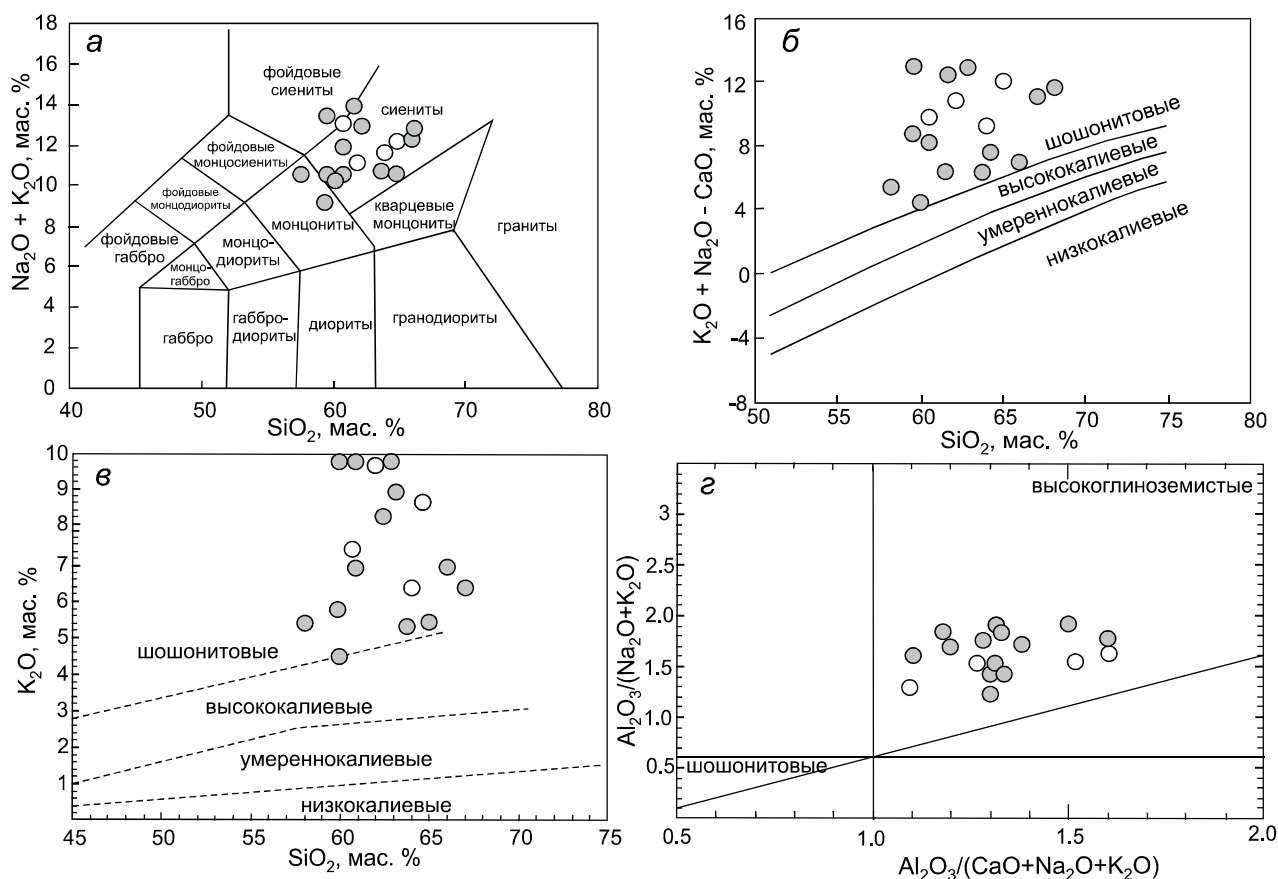
Содержания петрогенных элементов приведены в табл. 1. Состав пород характеризуется высоким содержанием калия ( $\text{K}_2\text{O} = 6.28\text{--}10.00$  мас. %) при вариациях кремнезема в диапазоне 61.10–65.50 мас. %. Наблюдается преобладание калия над натрием ( $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O} = 1.27\text{--}2.60$ ), при сумме щелочей от 10.85 до 12.85 мас. %. В породах низкие концентрации магния ( $\text{MgO} = 0.14\text{--}0.37$  мас. %), что свидетельствует о значительной дифференциации первичных мантийных расплавов. Кроме того, во всех образцах наблюдаются низкие концентрации титана ( $\text{TiO}_2 = 0.29\text{--}0.35$  мас. %).

**Таблица 1.** Химический состав сиенитов горы Рудная (мас. %).

Элементы	Образцы			
	1212	1213	1214	GR-1
SiO <sub>2</sub>	65.50	61.10	62.20	63.90
TiO <sub>2</sub>	0.30	0.35	0.34	0.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.10	16.70	18.00	16.90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	1.92	2.86	1.24	2.76
MnO	<0.01	0.09	<0.01	0.08
MgO	0.14	0.22	0.16	0.37
CaO	0.16	2.63	0.09	2.29
Na <sub>2</sub> O	3.46	5.51	3.85	4.94
K <sub>2</sub> O	8.57	7.34	10.00	6.28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.06	<0.05	0.09
LOI	1.45	1.63	3.63	1.70
Сумма	99.67	98.49	99.51	99.60
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	12.03	12.85	10.85	11.22
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	2.48	1.33	2.60	1.27

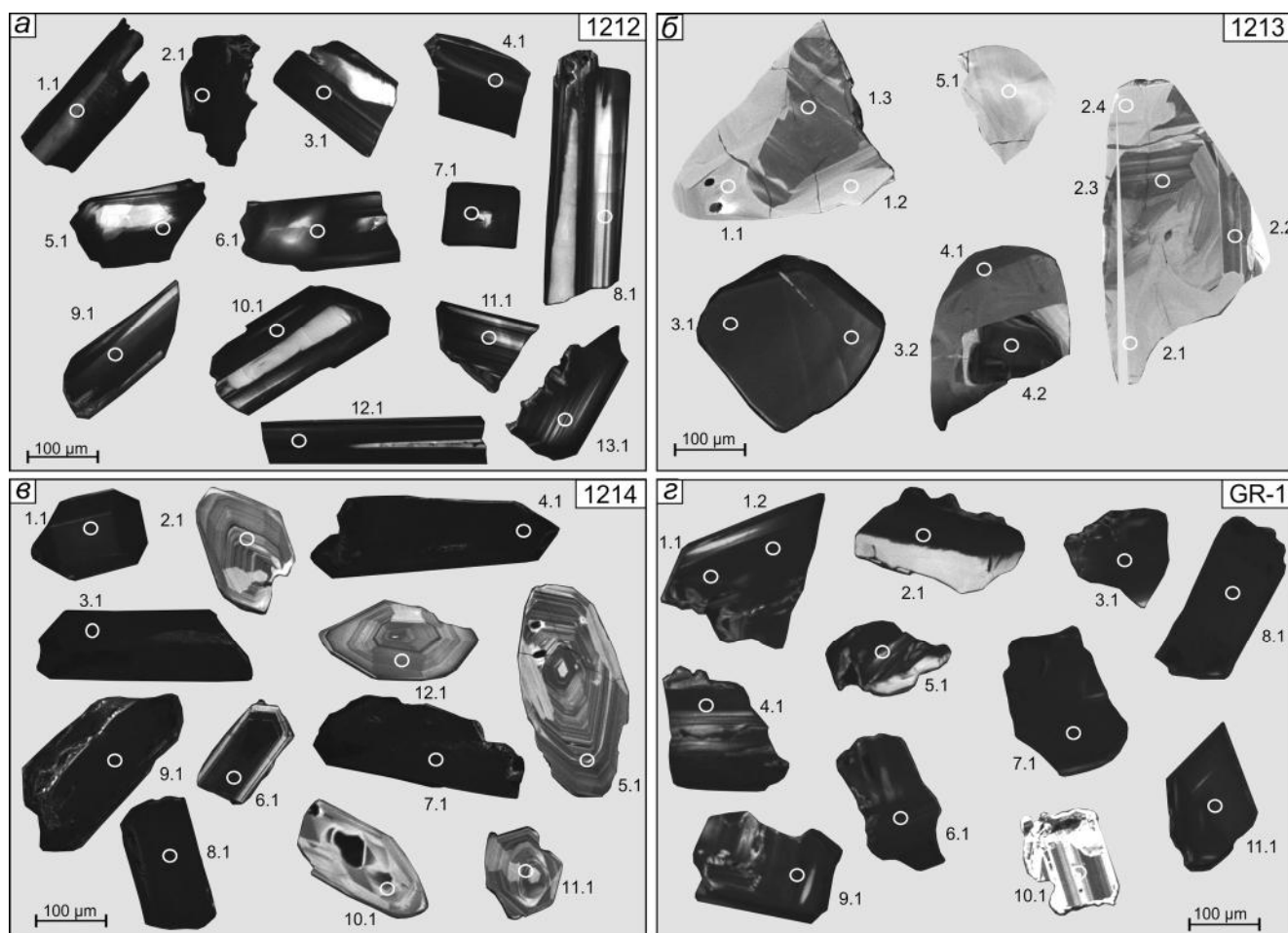
На диаграмме SiO<sub>2</sub>–(K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O) фигуративные точки составов пород локализуются в области сиенитов (рис. 3, а). На диаграммах K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O – CaO – SiO<sub>2</sub> и SiO<sub>2</sub>–K<sub>2</sub>O магматические породы массива образуют единое поле точек в области шошонитовой серии (рис. 3, б, в), что позволяет отнести их к ультракалиевым породам сиенитового ряда. На диаграмме в координатах Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O + CaO) все изученные образцы попадают в область высокоглиноземистых пород (рис. 3, г).

Выделенный из пород циркон в обр. 1212 в основном представлен удлиненными (к. уд. 1:3-4) призматическими кристаллами, достигающими 200–300 мкм по длинной оси; реже зернами изометричной формы с корродированными границами (рис. 4, а). В СЛ-изображении преобладает темная, вплоть до черной, окраска циркона. В большинстве зерен наблюдается ростовая осцилляционная зональность с варьирующей мощностью полос. В обр. 1213 все зерна, за исключением одного (точки 4.1 и 4.2 на рис. 4, б)



**Рис. 3.** Диаграмма SiO<sub>2</sub>–(K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O) (а); диаграмма K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O – CaO – SiO<sub>2</sub> (б); диаграмма SiO<sub>2</sub>–K<sub>2</sub>O (в); диаграмма в координатах Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O + CaO) (г).

Белыми кружками показаны породы горы Рудной. Серыми кружками показаны шошонитовые породы Центрально-Алданского рудного района [8].



**Рис. 4.** Изображение изученных зерен циркона в режиме СЛ с местоположением точек анализа. Кружками отмечено положение кратеров (диаметр около 20 мкм) при изотопно-геохимическом исследовании.

оказались захваченными из пород фундамента. Единственное зерно, относящееся к сиенитам, характеризуется сложным строением с чередованием темных в СЛ участков и полос, размер его достигает 200–300 мкм. В обр. 1214 помимо темных призматических зерен также присутствует другая разновидность циркона – изометричные зерна с секториальной и тонкополосчатой ростовой зональностью, светло-серые в СЛ-изображении, достигающие в поперечнике 200–300 мкм (рис. 4, б). Циркон из обр. GR-1 представлен изометричными зернами, часто с изъеденными границами и с пятнистой окраской в темных тонах в СЛ-изображении. Размер зерен в поперечнике в основном не превышает 250 мкм (рис. 4, в).

По циркону из трех образцов (1212, 1214 и GR-1) U-Pb методом было определено практически идентичное значение возраста сиенитов горы Рудной около 130 млн лет (табл. 2). Для каждого образца по 12–13 точкам, образующим конкордантный кластер, было получено сходящееся конкордантное определе-

ние возраста –  $130 \pm 1$  млн лет для обр. 1212 и 1214;  $132 \pm 1$  млн лет для обр. GR-1 (рис. 5). Близкое значение возраста  $137 \pm 2$  млн лет было определено по двум точкам в пределах одного зерна циркона из обр. 1213, однако это измерение возраста невалидно из-за единичного датированного кристалла. Остальные зерна циркона из этого образца дали конкордантное значение возраста  $1949 \pm 34$  млн лет (по девяти точкам). Палеопротерозойский возраст отвечает времени формирования интрузий гранитов и чарнокитов, а также одновозрастного метаморфизма гранулитовой фации [3]. Поэтому есть все основания циркон с палеопротерозойским возрастом считать захваченным из пород фундамента сиенитами в момент их внедрения.

Редкие и редкоземельные элементы были проанализированы в цирконе из двух образцов – 1212 и 1214 (табл. 3). В обр. 1212 аномально высоким содержанием U и Th выделяется зерно (точки 2.1 и 2.2), которое показало завышенное значение  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраста  $145 \pm 2$  млн лет, не вошедшее в расчет конкордант-

Таблица 2. Данные U-Pb датирования сиенитов горы Рудной по циркону.

Точка измерения	$^{206}\text{Pb}_e$ %	Содержание, ppm			$^{232}\text{Th}$ $^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн лет	Изотопные отношения					Rho			
		U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$			$^{238}\text{U}$ $^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*$ $^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*$ $^{235}\text{U}$		$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*$ $^{238}\text{U}$	$\pm\%$
Обр. 1212															
1.1	0.11	963	3288	16.6	3.53	128 ±2	50	1.4	0.0510	2.4	0.14	2.8	0.020	1.4	0.48
2.1	0.07	6347	15578	124	2.54	145 ±2	44	1.1	0.0481	1.4	0.15	1.8	0.023	1.1	0.63
3.1	0.40	979	1915	16.8	2.02	127 ±2	50	1.3	0.0464	4.6	0.13	4.8	0.020	1.3	0.27
4.1	0.15	1073	2043	18.3	1.97	127 ±2	50	1.6	0.0479	4.8	0.13	5.0	0.020	1.6	0.31
5.1	0.60	1739	3485	30.7	2.07	131 ±1	49	1.1	0.0459	2.9	0.13	3.1	0.021	1.1	0.36
6.1	0.28	1365	3795	24.2	2.87	132 ±1	49	1.1	0.0470	2.5	0.13	2.7	0.021	1.1	0.41
7.1	-	97.0	73.1	1.69	0.78	130 ±2	49	1.7	0.0693	13	0.20	14	0.020	1.7	0.13
8.1	1.00	614	1336	10.7	2.25	130 ±2	49	1.7	0.0435	6.6	0.12	6.8	0.020	1.7	0.25
9.1	0.05	628	1346	10.7	2.21	126 ±2	51	1.6	0.0486	3.0	0.13	3.4	0.020	1.6	0.47
10.1	0.28	1524	2281	26.5	1.55	129 ±1	49	1.1	0.0476	2.4	0.13	2.6	0.020	1.1	0.42
11.1	0.36	497	563	8.88	1.17	133 ±2	48	1.4	0.0477	4.5	0.14	4.7	0.021	1.4	0.30
12.1	0.27	1549	3438	27.1	2.29	130 ±1	49	1.1	0.0498	2.2	0.14	2.5	0.020	1.1	0.44
13.1	0.55	293	342	5.18	1.20	131 ±2	49	1.4	0.0481	6.6	0.14	6.8	0.021	1.4	0.21
Обр. 1213															
1.1	0.25	45.9	37.6	13.8	0.85	1931 ±26	3	1.5	0.1178	1.9	5.67	2.5	0.349	1.5	0.62
1.2	0.11	53.2	58.7	16.0	1.14	1931 ±24	3	1.5	0.1187	1.6	5.72	2.2	0.349	1.5	0.66
1.3	0.09	128	256	38.9	2.07	1957 ±21	3	1.3	0.1196	1.0	5.85	1.6	0.355	1.3	0.77
2.1	0.27	47.9	52.7	14.0	1.14	1890 ±25	3	1.5	0.1160	1.9	5.45	2.4	0.341	1.5	0.61
2.2	0.03	124	242	37.3	2.01	1929 ±22	3	1.3	0.1197	1.0	5.76	1.7	0.349	1.3	0.79
2.3	0.12	96.2	137	29.3	1.48	1958 ±22	3	1.3	0.1195	1.2	5.85	1.8	0.355	1.3	0.73
2.4	0.20	43.3	40.6	13.4	0.97	1987 ±29	3	1.7	0.1185	2.2	5.90	2.8	0.361	1.7	0.61
3.1	1.02	408	231	7.49	0.58	136 ±2	47	1.2	0.0447	7.5	0.13	7.6	0.021	1.2	0.16
3.2	0.68	321	215	5.95	0.69	137 ±2	46	1.2	0.0463	7.1	0.14	7.2	0.022	1.2	0.17
4.1	0.01	428	188	169	0.45	2437 ±34	2	1.7	0.1599	0.4	10.1	1.7	0.459	1.7	0.97
4.2	0.06	233	79.6	66.8	0.35	1858 ±19	3	1.2	0.1170	0.8	5.39	1.4	0.334	1.2	0.83
5.1	-	51.2	53.1	15.6	1.07	1962 ±26	3	1.6	0.1215	1.6	5.96	2.2	0.356	1.6	0.71
Обр. 1214															
1.1	1.37	945	1687	16.3	1.84	129 ±1	50	1.1	0.0440	5.7	0.12	5.8	0.020	1.1	0.20
2.1	2.18	194	259	-	1.38	131 ±2	49	1.4	0.0427	16	0.12	17	0.021	1.4	0.08
3.1	0.21	2388	6294	42.2	2.72	131 ±2	49	1.6	0.0492	1.7	0.14	2.4	0.021	1.6	0.70
4.1	-	2252	6613	40.0	3.03	132 ±1	48	1.1	0.0496	1.4	0.14	1.8	0.021	1.1	0.60
5.1	1.46	279	306	4.86	1.13	130 ±2	49	1.3	0.0421	11	0.12	11	0.020	1.3	0.11
6.1	-	713	793	12.0	1.15	126 ±3	51	2.1	0.0529	4.8	0.14	5.2	0.020	2.1	0.40
7.1	0.13	2110	5016	36.8	2.46	129 ±2	49	1.4	0.0477	1.7	0.13	2.2	0.020	1.4	0.62
8.1	0.26	2309	6251	40.2	2.80	129 ±1	49	1.1	0.0465	1.9	0.13	2.2	0.020	1.1	0.51
9.1	0.42	1850	4818	31.7	2.69	127 ±2	50	1.6	0.0476	2.4	0.13	2.9	0.020	1.6	0.55
10.1	2.78	216	222	3.74	1.06	129 ±2	50	1.5	0.0645	11	0.18	12	0.020	1.5	0.13



Таблица 2. (Окончание).

11.1	1.54	137	142	2.41	1.07	130	±3	49	2.0	0.0401	17	0.11	17	0.020	2.0	0.12
12.1	4.88	104	104	1.77	1.04	127	±3	50	2.1	0.0133	6.6	0.04	6.8	0.020	2.1	0.02
								Обр. GR-1								
1.1	0.84	1664	3942	30.0	2.45	134	±2	48	1.7	0.0509	3.0	0.15	3.4	0.021	1.7	0.49
1.2	0.26	2003	5592	35.5	2.88	132	±2	48	1.4	0.0472	2.0	0.13	2.5	0.021	1.4	0.58
2.1	0.23	1428	3148	25.3	2.28	131	±1	49	1.1	0.0485	2.2	0.14	2.5	0.021	1.1	0.44
3.1	0.12	1833	4345	32.7	2.45	133	±1	48	1.1	0.0485	1.8	0.14	2.1	0.021	1.1	0.53
4.1	1.72	633	1208	11.3	1.97	133	±2	48	1.2	0.0590	9.1	0.17	9.1	0.021	1.2	0.13
5.1	6.93	528	903	9.10	1.77	128	±4	50	3.2	0.0609	27	0.17	27	0.020	3.2	0.11
6.1	2.47	2033	5981	36.7	3.04	134	±2	48	1.4	0.0510	10	0.15	10	0.021	1.4	0.14
7.1	0.31	3377	9856	60.2	3.01	132	±2	48	1.4	0.0462	1.7	0.13	2.2	0.021	1.4	0.65
8.1	0.65	1670	5370	29.7	3.32	132	±2	48	1.4	0.0454	3.0	0.13	3.4	0.021	1.4	0.42
9.1	44.6	1594	4415	28.1	2.86	131	±3	49	2.1	0.0597	28	0.17	28	0.021	2.1	0.07
10.1	14.8	1106	2040	19.3	1.91	130	±4	49	2.8	0.0547	20	0.15	20	0.020	2.8	0.14
11.1	0.32	805	1518	14.1	1.95	130	±1	49	1.1	0.0486	3.4	0.14	3.5	0.020	1.1	0.31

Примечание. Pb<sub>0</sub> и Pb\* – обыкновенный и радиогенный свинец. Ошибки при калибровке стандарта 0.30% (обр. 1212, 1213, 1214, GR-1) не включены в указанные выше ошибки, но требуются при сравнении данных из разных источников. Коррекция на обыкновенный свинец при расчете возраста по измеренному <sup>206</sup>Pb. Rho – коэффициент корреляции ошибок.

ного возраста для образца. В точках 2.1 и 2.2 содержание U достигает 11083 ppm, Th – 21574 ppm, Th/U отношение составляет в среднем 1.83. Кроме того, наблюдается повышенное, по сравнению с зернами из конкордантного кластера с возрастом  $130 \pm 1$  млн лет, содержание Hf (в среднем 9158 ppm), а также ряда неформульных элементов (Ca, Ti, Sr). Содержание REE в этих двух точках также повышенное (в среднем 7444 ppm), в основном за счет легких и средних REE, что приводит в выполаживанию спектров REE ( $Lu_N/La_N$  отношение не превышает 742 (рис. 6, а). Такие особенности состава характерны для циркона гидротермально-метасоматического типа [22].

В остальных зернах, вошедших в состав конкордантного кластера, и в точке 2.3 содержание U и Th составляет в среднем 1777 и 2410 ppm, соответственно. Th/U отношение в среднем равняется 1.30. Спектры распределения REE дифференцированы от легких к тяжелым REE ( $Lu_N/La_N$  отношение составляет в среднем 3464), проявлены хорошо выраженная положительная Ce-аномалия ( $Ce/Ce^*$  в среднем равняется 64) и умеренная отрицательная Eu-аномалия ( $Eu/Eu^*$  в среднем 0.59). Содержание Ca варьирует от 3 до 342 ppm, что указывает на воздействие на циркон метасоматических флюидов [19]. Содержание Ti составляет в среднем 8.3 ppm (за исключением точки 1.1 с аномально высоким содержанием 70 ppm, табл. 2), что соответствует температуре кристаллизации циркона около 720°C.

Отличающиеся по морфологии и облику в CL-изображении две разновозрастные разновидности циркона из обр. 1214 в значительной степени различаются по редкоэлементному составу (табл. 3). Темные в CL зерна характеризуются повышенными содержаниями U и Th (в среднем 3053 и 5573 ppm, соответственно) и Th/U отношением (в среднем 1.69). В серых зернах циркона с осцилляционной и секториальной зональностью содержание U и Th на порядок меньше (в среднем 291 и 227 ppm, соответственно). Th/U отношение в них становится меньше единицы, составляя в среднем 0.78. Серые в CL зерна циркона отличаются пониженным, по сравнению с темными зернами, содержанием Li, Sr, Ba, Y, REE. Спектры REE для этих двух разновидностей, отличаясь примерно в семь раз по уровню содержания, имеют общий характер распределения как по степени дифференцированности, так и по проявлению Ce- и Eu-аномалий (рис. 6, б). Содержание таких элементов, как P, Ca и Hf, в целом сопоставимо для рассматриваемых разновидностей. Содержание Ti в серых цирконах больше, чем в темных (в среднем 12.1 и 7.1 ppm), что выражается в разнице температуры кристаллизации циркона в 50°C (759°C и 709°C).

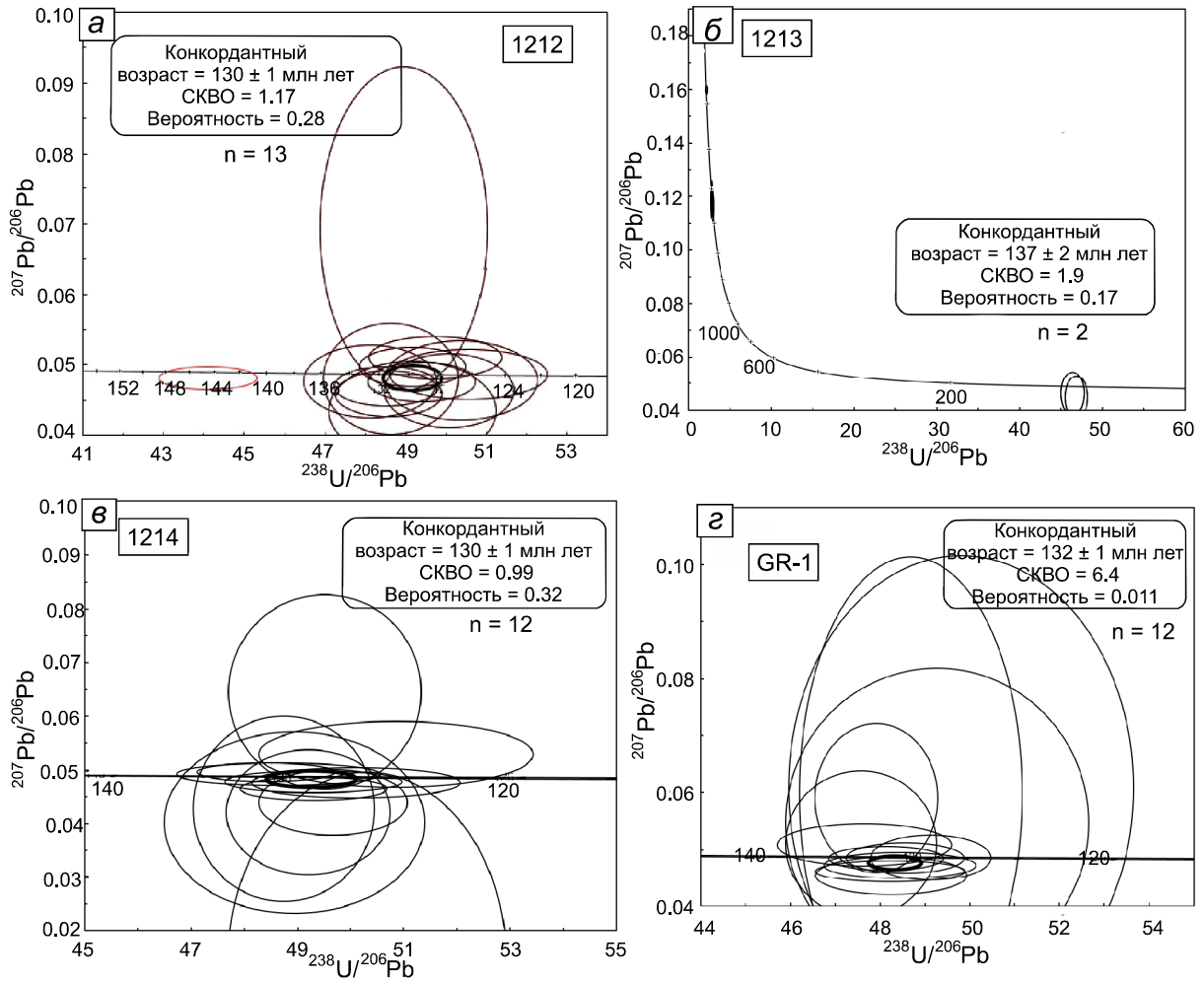


Рис. 5. Графики с конкордиями для циркона из сиенитов.

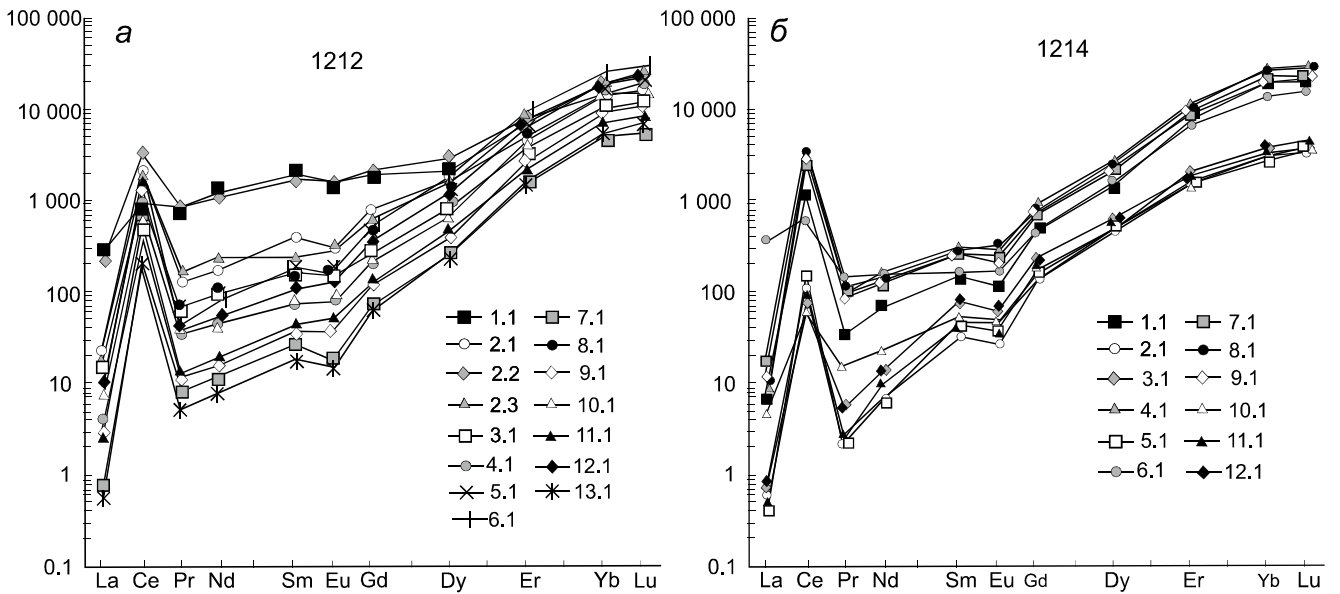


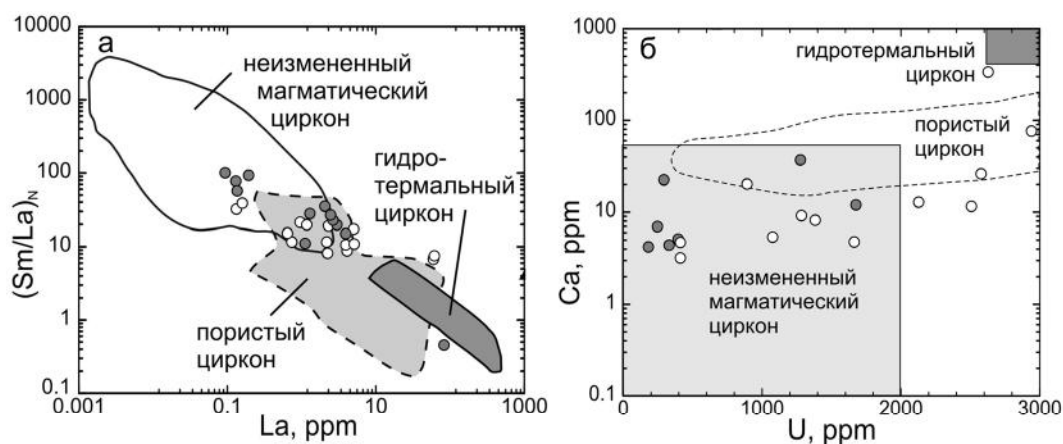
Рис. 6. Спектры распределения REE в цирконе, нормированные к хондриту CI.

Таблица 3. Содержание редких и редкоземельных элементов (ppm) в цирконе из сиенитов горы Рудной.

Компонент	Обр. 1212														
	1.1	2.1	2.2	2.3	3.1	4.1	5.1	6.1	7.1	8.1	9.1	10.1	11.1	12.1	13.1
La	60.4	5.07	60.2	5.16	1.18	0.98	4.01	2.32	0.16	4.11	0.75	2.25	0.65	2.21	0.13
Ce	585	1236	2264	1158	537	554	991	1116	139	415	246	542	328	867	117
Pr	79.9	11.7	83.2	14.9	2.54	2.62	6.32	4.13	0.72	6.56	1.15	3.57	1.21	3.52	0.48
Nd	547	74.0	520	104	22.3	19.4	46.5	37.1	5.07	43.9	7.60	21.8	9.07	25.6	3.57
Sm	271	55.1	256	35.2	14.9	13.1	26.8	28.0	3.95	22.7	5.49	11.5	6.31	16.1	2.71
Eu	86.7	16.8	94.7	16.8	4.02	3.71	10.1	8.30	0.95	8.24	1.99	4.90	2.80	6.61	0.90
Gd	403	150	425	119	49.3	48.2	89.5	108	14.2	53.6	23.5	44.0	24.8	69.9	12.4
Dy	516	384	753	372	241	240	350	463	62.3	192	102	174	110	297	62.4
Er	429	818	1204	1206	865	860	1005	1506	240	583	418	737	340	1012	257
Yb	778	2392	3172	3152	2578	2679	2808	4085	758	1616	1396	2418	1078	3030	861
Lu	144	390	522	614	453	473	499	738	132	281	247	421	198	562	171
Li	3.40	1.07	2.39	1.01	0.18	0.28	0.33	0.41	0.07	0.19	0.12	0.18	0.11	0.34	0.06
P	653	92.3	409	271	77.4	77.2	48.5	161	105	50.8	0.52	40.1	87.7	30.9	36.2
Ca	342	152	568	77.3	8.20	4.76	15.7	12.7	4.69	20.3	5.33	26.3	9.13	11.5	3.16
Ti	70.0	12.5	45.2	21.2	8.58	7.15	9.12	8.19	5.42	10.8	5.79	6.11	5.06	6.66	5.06
Sr	19.8	7.35	262	17.7	1.06	1.23	1.61	2.41	0.44	2.04	0.79	3.28	0.77	2.19	0.66
Y	3606	5383	9093	9023	5029	5147	6982	8713	1429	3530	2441	4161	2200	5262	1459
Ba	152	11.7	87.6	20.1	4.62	4.26	7.98	7.26	1.64	10.4	3.37	5.79	4.41	8.86	1.87
Hf	7682	9560	8756	7449	6280	6814	6872	6711	7059	6399	6523	7259	6386	6680	6496
Th	2932	16041	21574	4008	1912	2281	4634	4278	468	1337	1008	2869	1375	3855	370
U	2628	9345	11083	2940	1386	1664	3186	2128	413	893	1078	2578	1285	2508	414
Th/U	1.12	1.72	1.95	1.36	1.38	1.37	1.45	2.01	1.13	1.50	0.94	1.11	1.07	1.54	0.89
Eu/Eu*	0.80	0.56	0.88	0.79	0.45	0.45	0.63	0.46	0.39	0.72	0.54	0.66	0.68	0.60	0.47
Ce/Ce*	2.04	38.8	7.74	31.9	74.9	83.5	47.6	87.2	98.7	19.3	64.0	46.2	89.7	75.2	112
ΣREE	3901	5534	9354	6798	4767	4896	5836	8098	1356	3227	2450	4381	2099	5892	1489
ΣLREE	1272	1326	2927	1282	563	577	1048	1160	144	470	255	569	339	898	121
ΣHREE	2270	4135	6077	5464	4187	4302	4751	6901	1207	2726	2187	3795	1751	4971	1364
Lu <sub>N</sub> /La <sub>N</sub>	23.0	741.5	83.6	1147	3693	4646	1198	3066	7910	660	3163	1800	2929	2452	12351
Lu <sub>N</sub> /Gd <sub>N</sub>	2.89	21.0	9.94	41.6	74.3	79.3	45.1	55.2	75.2	42.4	84.9	77.3	64.4	65.1	111.4
Sm <sub>N</sub> /La <sub>N</sub>	7.20	17.4	6.81	10.9	20.1	21.4	10.7	19.3	39.3	8.85	11.7	8.21	15.5	11.7	32.5
T(Ti), °C	950	763	896	814	730	714	735	726	692	750	697	701	686	708	686

Таблица 3. (Окончание).

Компонент	Обр. 1214											
	1.1	2.1	3.1	4.1	5.1	6.1	7.1	8.1	9.1	10.1	11.1	12.1
La	1.31	0.14	3.02	2.08	0.09	83.4	3.95	2.47	2.69	1.12	0.13	0.19
Ce	703	60.8	2078	2171	96.8	367	1738	2038	1666	34.7	54.7	42.3
Pr	3.30	0.24	8.54	9.43	0.20	13.4	8.73	10.1	7.59	1.44	0.26	0.52
Nd	30.3	2.82	63	72.3	2.77	69.9	56.4	67.7	55.9	9.63	4.31	6.55
Sm	23.1	4.94	37.7	45.7	5.98	24.0	37.4	41.6	38.2	7.81	6.38	11.5
Eu	6.77	1.54	14.6	16.5	2.57	9.82	13.9	17.9	11.4	2.18	2.04	3.40
Gd	87.0	26.8	147	177	28.9	90.9	143	160	148	30.3	36.3	46.3
Dy	353	119	546	678	117	389	512	651	528	114	137	155
Er	1146	271	1398	1851	274	1131	1317	1744	1534	244	308	308
Yb	2915	526	3400	4489	569	2377	3381	4551	3580	468	591	562
Lu	510	92.5	538	721	104	415	529	733	565	86	101	91
Li	0.13	0.08	0.40	0.65	0.09	0.26	0.59	0.61	0.86	0.07	0.05	0.03
P	120	131	86.0	98.5	66.5	319	195	226	127	251	128	104
Ca	11.9	4.37	9.41	10.9	5.02	37.1	7.27	4.03	12.6	22.3	6.91	4.21
Ti	4.92	14.7	5.59	5.17	9.10	14.8	5.30	6.65	7.51	14.4	12.0	10.2
Sr	1.71	0.45	1.93	2.68	0.41	74.4	1.70	2.11	2.22	0.69	0.38	0.33
Y	6197	1498	10006	12325	1535	6199	9226	12376	9042	1408	1542	1703
Ba	4.52	1.47	10.7	10.6	1.81	132	7.91	9.50	8.15	2.30	2.27	1.71
Hf	8451	8967	8409	7928	8414	8768	8350	9527	8147	10220	9301	9738
Th	2139	339	7075	7676	282	1104	5980	9105	5930	182	196	135
U	1679	331	3675	3545	396	1276	3522	4632	3039	295	247	183
Th/U	1.27	1.02	1.92	2.17	0.71	0.87	1.70	1.97	1.95	0.62	0.79	0.74
Eu/Eu*	0.46	0.41	0.60	0.56	0.60	0.64	0.58	0.67	0.46	0.43	0.41	0.45
Ce/Ce*	81.8	81.5	98.9	118	168	2.66	71.6	98.6	89.2	6.58	71.7	32.2
ΣREE	5779	1106	8235	10234	1203	4970	7741	10016	8137	1001	1242	1228
ΣLREE	737	64.0	2152	2255	100	534	1807	2118	1732	46.9	59.4	49.6
ΣHREE	5012	1036	6030	7917	1094	4403	5882	7839	6355	944	1174	1163
Lu <sub>N</sub> /La <sub>N</sub>	3762	6493	1716	3337	10577	48.0	1290	2856	2022	740	7443	4503
Lu <sub>N</sub> /Gd <sub>N</sub>	47.5	27.9	29.5	33.0	29.2	37.0	29.9	37.0	30.8	23.1	22.6	15.9
Sm <sub>N</sub> /La <sub>N</sub>	28.3	57.6	20.0	35.1	101	0.46	15.2	27.0	22.8	11.1	77.9	94.3
T(Ti),°C	684	778	694	688	735	779	690	708	718	776	759	745



**Рис. 7.** Соотношение  $(La-Sm)_N/La_N$  (a) и Ca-U (б) в цирконе.

На диаграммы нанесены поля составов магматического, пористого и гидротермального циркона: для диаграммы  $(La-Sm)_N/La_N$  по данным [18, 20, 22], для диаграммы Ca-U по данным [18, 28]. Белыми кружками показан циркон из обр. 1212, серыми – из обр. 1214.

На дискриминационных диаграммах с полями составов циркона магматического и гидротермально-метасоматического генезиса циркон из сиенитов горы Рудной в основном попадает в область магматического циркона (рис. 7). Однако по соотношению содержания La и степени дифференциации LREE ( $(Sm/La)_N$  отношение) значительная часть фигуративных точек лежит в области пересечения полей магматического циркона и пористого циркона (рис. 7, a), рассматриваемого как результат флюидной переработки магматического циркона [24]. Часть точек выходит за границы поля магматического циркона, находясь в пределах поля пористого циркона, а три точки расположены вплотную у границ поля гидротермального циркона. По соотношению U и Ca в цирконе наблюдается аналогичная ситуация – фигуративные точки, находясь в границах поля магматического циркона, тяготеют к полю пористого циркона или находятся непосредственно в нем (рис. 7, б).

Появление в обр. 1214 двух контрастных по составу и облику, но разновозрастных разновидностей циркона можно объяснить следующим образом. Тождественность спектров REE указывает на генетическую связь этих разновидностей. Возможно предположить, серый в CL-изображении циркон является первично магматическим, кристаллизовавшимся непосредственно из сиенитового расплава. Образование темных в CL зерен циркона в рассмотренных образцах происходило при активном участии флюидной фазы, на что указывают геохимические признаки: повышенное содержание U, Th и ряда неформульных элементов (LREE, Ca, Ti, Sr).

Подводя итоги проведенного исследования, можно констатировать, что возраст рудоносных сиенитов

по данным датирования циркона составляет около 130 млн лет. Полученный возраст соответствует основной стадии магматизма в пределах Центрально-Алданского рудного района. В совокупности с результатами выполненных ранее геохронологических исследований полученные данные подтверждают, что мезозойский магматизм Центрально-Алданского рудного района укладывается в рамки раннемелового этапа в интервале между 150 и 115 млн лет.

## ВЫВОДЫ

Проведенные исследования позволили установить, что лакколит горы Рудной сформировался на раннемеловом этапе мезозойского магматизма, широко проявленном в пределах Центрально-Алданского рудного района. Согласно современным представлениям, данный возраст соответствует основной стадии магматизма и сопряженной с ней гидротермально-метасоматической деятельности [8, 12, 13, 15, 27, 29]. Анализ редкоэлементного состава циркона показал наличие двух отличающихся по составу разновидностей циркона – магматического и подвергнувшегося воздействию флюидов с обогащением неформульными элементами. Присутствие двух контрастных по составу и облику, но разновозрастных разновидностей циркона указывает на то, что процессы магматической кристаллизации сиенитов горы Рудной и их флюидной переработки (вероятно, на позднемагматической стадии) были сближены и происходили около 130 млн лет назад.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны Н.В. Родионову (ЦИИ ВСЕГЕИ), С.Г. Симакину и Е.В. Потапову (ЯФ ФТИАН РАН) за помощь в изучении цирконов.

Геохимия циркона исследована в рамках темы НИР ИГГД РАН (№ FMNU-2019-0002).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Ковач В.П., Загорная Н.Ю., Беляевский Н.А., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. U-Pb-возраст Федоровской толщи Алданского гранулитогнейсового мегакомплекса (Алданский щит) // Докл. АН. 2003. Т. 393, № 1. С. 91–96.
2. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Толмачева Е.В., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Ларин А.М. Раннедокембрийские гранитогнейсовые комплексы центральной части Алданского щита // Петрология. 2011. Т. 19, № 4. С. 399–416.
3. Глебовицкий В.А., Седова И.С., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Ризванова Н.Г., Саморукова Л.М. U-Pb возраст автохтонных палеопротерозойских чарнокитов Алданского щита // Докл. АН. 2012. Т. 443, № 6. С. 700–706.
4. Казанский В.И. Уникальный Центральнo-Алданский золото-урановый рудный район (Россия) // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46, № 3. С. 195–211.
5. Кононова В.А., Первов В.А., Богатииков О.А., Мюс-Шумахер У., Келлер Й. Мезозойский калиевый магматизм Центрального Алдана: геодинамика и генезис // Геотектоника. 1995. № 3. С. 35–45.
6. Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Мыскова Т.А. Этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулитогнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // Петрология. 1995. Т. 3, № 1. С. 99–110.
7. Кочетков А.Я. Мезозойские золотоносные рудно-магматические системы Центрального Алдана // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 7. С. 850–864.
8. Кукушкин К.А., Молчанов А.В., Радьков А.В., Шатов В.В., Терехов А.В., Шатова Н.В., Хорохорина Е.И., Ремизов Д.Н. О расчленении мезозойских интрузивных пород Центрально-Алданского района (Южная Якутия) // Регион. геология и металлогения. 2015. № 64. С. 48–58.
9. Максимов Е.П., Уютов В.И., Никитин В.М. Центральнo-Алданская золото-урановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия) // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 2. С. 3–26.
10. Молчанов А.В., Терехов А.В., Шатов В.В., Белова В.Н., Радьков А.В., Соловьев О.Л., Спепунина М.А. Лебединский золоторудный узел (особенности геологического строения, метасоматиты и оруденение) // Регион. геология и металлогения. 2013. № 55. С. 99–110.
11. Петров О.В., Молчанов А.В., Терехов А.В., Шатов В.В. Морозкинское золоторудное месторождение (особенности геологического строения и краткая история открытия) // Регион. геология и металлогения. 2018. № 75. С. 112–116.
12. Полин В.Ф., Мишук В.В., Ханчук А.И., Глебовицкий В.А., Будницкий С.Ю., Ризванова Н.Г., Соляник А.Н., Шишов А.С. Геохронологические рубежи субщелочного магматизма Кеткарско-Юонской магматической провинции Алданского щита // Докл. АН. 2012. Т. 442, № 1. С. 83–89.
13. Прокопьев И.Р., Кравченко А.А., Иванов А.И., Борисенко А.С., Пономарчук А.В., Зайцев А.И., Кардаш Е.А., Рожков А.А. Геохронология и рудоносность Джелтулинского щелочного массива (Алданский щит, южная Якутия) // Тихоокеан. геология. 2018. Т. 37, № 1. С. 37–50.
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. Шатова Н.В., Скублов С.Г., Мельник А.Е., Шатов В.В., Молчанов А.В., Терехов А.В., Сергеев С.А. Геохронология щелочных магматических пород и метасоматитов Рябинового массива (южная Якутия) на основе изотопно-геохимического (U-Pb, REE) исследования циркона // Регион. геология и металлогения. 2017. № 69. С. 33–48.
16. Ярмлюк В.В., Никифоров А.В., Козловский А.М., Кудряшова Е.А. Позднемезозойская магматическая провинция востока Азии: строение, магматизм и условия формирования // Геотектоника. 2019. № 4. С. 60–77.
17. Bottazzi P., Ottolini L., Vannucci R., Zanetti A. An accurate procedure for the quantification of rare earth elements in silicates // ISIMS IX Proceeding. Wileys: New York, USA. 1994. P. 927–930.
18. Bouvier A.S., Ushikubo T., Kita N.T., Cavosie A.J., Kozdon R., Valley J.W. Li isotopes and trace elements as a petrogenetic tracer in zircon: insights from Archean TTGs and sanukitoids // Contrib. Mineral. Petrol. 2012. V. 163. P. 745–768.
19. 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. V. 163. P. 269–285.
20. Grimes C.B., John B.E., Cheadle M.J., Mazdab F.K., Wooden J.L., Swapp S., Schwartz J.J. On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere // Contrib. Mineral. Petrol. 2009. V. 158. P. 757–783.
21. Hinton R.W., Upton B.G.J. The chemistry of zircon: variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55, N 11. P. 3287–3302.
22. 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. V. 69. P. 637–648.
23. Jochum K.P., Dingwell D.B., Rocholl A., Stoll B., Hofmann A.W., Becker S., Besmehn A., Bessette D., Dietze H.J., Dulski P., Erzinger J., Hellebrand E., Hoppe P., Horn I., Janssens K., Jenner G.A., Klein M., McDonough W.F., Maetz M., Mezger K., Mükер C., Nikogosian I.K., Pickhardt C., Raczek I., Rhede D., Seufert H.M., Simakin S.G., Sobolev A.V., Spettel B., Straub S., Vincze L., Wallianos A., Weckwerth G., Weyer S., Wolf D., Zimmer M. The preparation and preliminary characterisation of eight geological MPI-DING reference glasses for in-situ microanalysis // Geost. Newslett. V. 24, N 1. P. 87–133.
24. Kirkland C.L., Whitehouse M.J., Slagstad T. Fluid-assisted zircon and monazite growth within a shear zone: a case study from Finnmark, Arctic Norway // Contrib. Mineral. Petrol. 2009. V. 158. P. 637–657.
25. Leontev V.I., Skublov S.G., Shatova N.V., Berezin A.V. Zircon U–Pb geochronology recorded Late Cretaceous fluid activation in the Central Aldan Gold Ore District, Aldan Shield, Russia: First Data // J. Earth Sci. 2020. V. 31. P. 481–491.

26. Nutman A.P., Chernyshev I.P., Baadsgaard H., Smelov A.P. The Aldan shield of Siberia, USSR: the age of its Archaean components and evidence for widespread reworking in the mid-Proterozoic // *Prec. Res.* 1992. V. 54. P. 195–210.
27. Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Ponomarchuk A.V., Redina A.A., Yegitova I.V., Ponomarev J.D., Sergeev S.A., Kravchenko A.A., Ivanov A.I., Sokolov E.P., Kardash E.A., Minakov A.V. U-Pb SIMS and Ar-Ar geochronology, petrography, mineralogy and gold mineralization of the late Mesozoic Amga alkaline rocks (Aldan shield, Russia) // *Ore Geol. Rev.* 2019. V. 109. P. 520–534.
28. Rayner N., Stern R.A., Carr S.D. Grain-scale variations in trace element composition of fluid-altered zircon, Acasta Gneiss Complex, northwestern Canada // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2005. V. 148. P. 721–734.
29. Wang Y., He H., Ivanov A.V., Zhu R., Lo C. Age and origin of charoitite, Malyy Murun Massif, Siberia, Russia // *Int. Geol. Rev.* 2014. V. 56, N 8. P. 1007–1019.
30. Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2006. V. 151. P. 413–433.
31. Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // *Rev. Econ. Geol.* 1998. N 7. P. 1–35.

*Рекомендована к печати В.В. Акининым*

после доработки 17.03.2021 г.

принята к печати 21.07.2021 г.

*V.E. Guzev, A.V. Terekhov, S.G. Skublov and V.I. Leontiev, A.V. Molchanov*

**The first data on the U-Pb age and composition of zircons from ore-bearing syenites of Gora Rudnaya (South Yakutia)**

The isotope-geochemical study (SHRIMP-II, SIMS) of zircons from syenites of Gora Rudnaya (South Yakutia) was carried out. Gora Rudnaya is a syenite massif in the form of a laccolith. It is located within the Central Aldan ore district and includes the recently discovered Morozkinskoye gold deposit. Vein and vein-disseminated gold mineralization occurs in low-temperature acid metasomatites – beresites (Qz-Ser-Ank-Py). Mineralization is restricted to steeply dipping submeridional crush zones within the intrusion. According to the zircon dating data, the age of ore-bearing syenites is about 130 Ma. The obtained age corresponds to the main stage of magmatism and the associated hydrothermal-metasomatic activity within the Central Aldan ore district. Two groups of zircons have been distinguished in syenites. The first group is characterized by features of magmatic genesis. For the second group of zircons, there is evidence of the influence of fluids on zircons: increased content of U, Th, and some non-formula elements (LREE, Ca, Ti, Sr). The presence of two varieties of zircons that are contrasting in composition and appearance, but of the same age, indicates that the magmatic crystallization of syenites from Gora Rudnaya and their fluid processing occurred simultaneously.

**Key words:** U-Pb dating, zircon, REE, Morozkinskoye deposit, Gora Rudnaya, Yakutia.