

УДК 551.14:550.4

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ НИЖНИХ ЧАСТЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ В РАЙОНЕ ВЕРХНЕ-МУНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ

© 2023 г. Академик РАН В. С. Шацкий^{1,2,3,*}, А. Л. Рагозин^{1,2}, Ч. Ванг⁴, В. Су⁴,
А. А. Ильин¹, М. В. Колесниченко¹

Поступило 26.10.2022 г.

После доработки 30.10.2022 г.

Принято к публикации 02.11.2022 г.

Изучение ксенолитов коровых пород из кимберлитовой трубки Новинка (Верхне-Мунское кимберлитовое поле) показало, что кора на разных уровнях сложена пироксеновыми, гранат-пироксеновыми кристаллическими сланцами и гранат-пироксеновыми гнейсами. Структуры распада в пироксенах и амфиболах, каемки граната вокруг зерен ильменита и пироксенов свидетельствуют о том, что минеральные ассоциации кристаллических сланцев образовались при остывании пород при постоянном давлении. *PT*-параметры равновесия свидетельствуют о том, что гранат-пироксеновые кристаллические сланцы присутствуют в средней коре ($P = 7–8$ кбар), в то же время гранат-пироксеновые гнейсы могут рассматриваться как породы нижней коры ($P = 9–10.1$ кбар). Впервые в ксенолитах кристаллических сланцев установлен содалита, свидетельствующий о присутствии на заключительных стадиях охлаждения пород рассолов с высокой концентрацией NaCl. Определения U–Pb-возраста цирконов свидетельствуют о неорархейском (2.7 млрд лет) тектоно-термальном этапе, сопровождавшемся плавлением коры. В гранат-пироксеновых гнейсах слабо проявлен этап 1.9 млрд лет. Полученные данные подтверждают сделанное ранее заключение о вертикальной и латеральной неоднородности коры Якутской алмазонасной провинции и об отсутствии зависимости между степенью переработки коры, и ее пространственным расположением относительно главных коллизионных зон Сибирского кратона.

Ключевые слова: нижняя кора, кимберлит, ксенолит, U–Pb-датирование цирконов, возраст протолитов, условия метаморфизма, тектоно-термальные этапы

DOI: 10.31857/S2686739722602393, EDN: SQZJYF

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время преобладающей является точка зрения, согласно которой амальгамация Сибирского кратона произошла в палеопротерозое (1.9–1.8 млрд лет) [1]. С этим этапом отождествляется окончательное формирование ниж-

ней коры Сибирского кратона, обусловленное коллизией Далдынского, Маганского и Мархинского террейнов [2]. Однако полученные ранее данные по исследованию ксенолитов нижнекоровых пород из различных кимберлитовых трубок Якутской алмазонасной провинции [3], свидетельствуют о том, что этап 1.8–2.0 млрд лет не проявлен в цирконах из нижнекоровых ксенолитов Верхне-Мунского кимберлитового поля, которое расположено рядом с предполагаемой коллизионной зоной, отделяющей Далдынский и Мархинский террейны [1] (рис. 1). В то же время этот этап фиксируется в цирконах из ксенолита мафического гранатового гранулита трубки Ботуобинская Накынского кимберлитового поля, расположенного в пространственном удалении от известных коллизионных зон. Эти данные ставят фундаментальный вопрос о связи процессов модификации и становления нижней коры Анабарской тектонической провинции с этапами

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

³Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

⁴Государственная ключевая лаборатория по изучению месторождений полезных ископаемых, Школа наук о Земле и инженерии, Нанкинский университет, Нанкин, Китай

*E-mail: shatsky@igm.nsc.ru

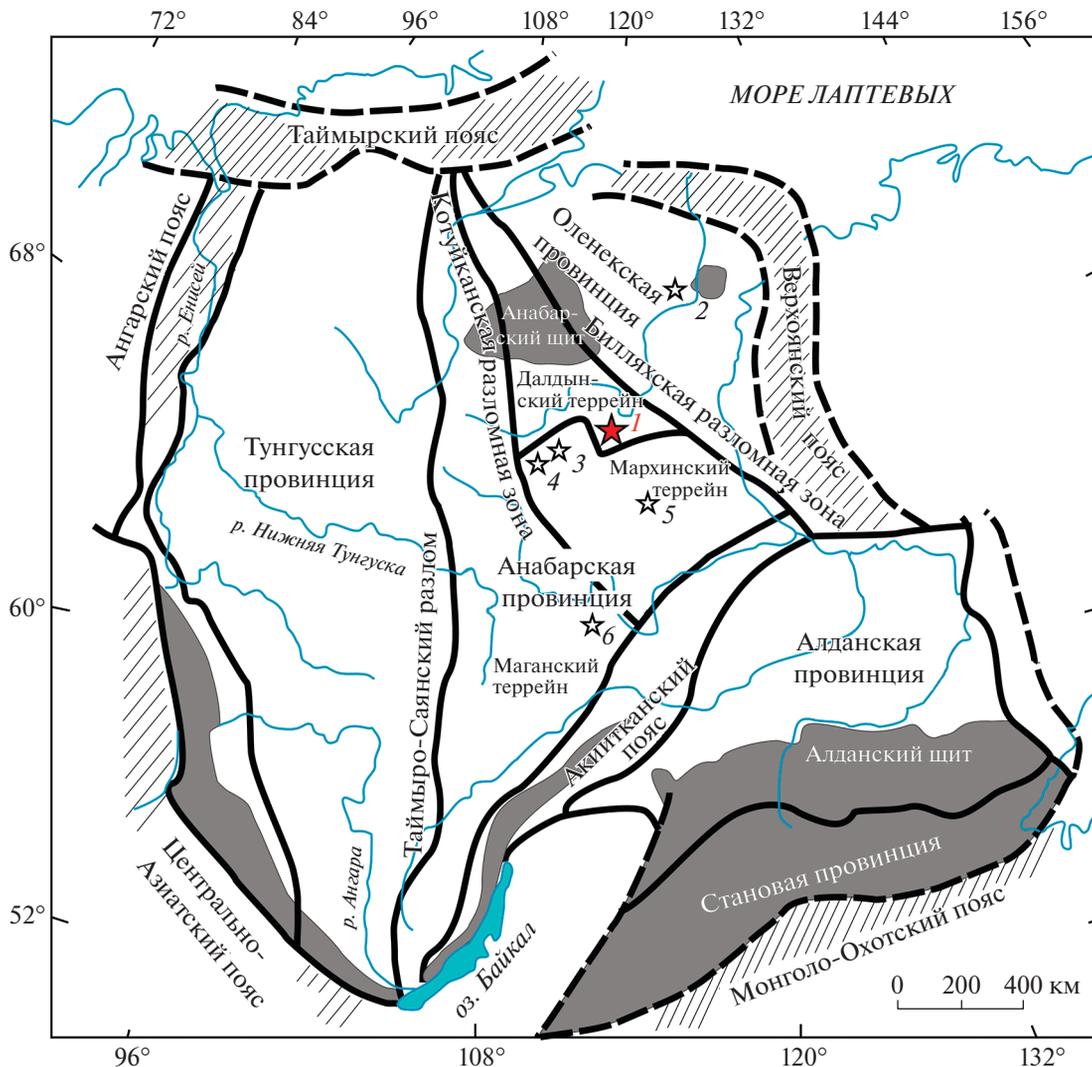


Рис. 1. Основные структурные элементы Сибирского кратона (по [1, 20]). Серым цветом показаны выходы докембрийских пород, звезды – кимберлитовые поля: 1 – Верхне-Мунское кимберлитовое поле (трубка Новинка), 2 – Куойское кимберлитовое поле (трубки Обнаженная, Второгодница, Оливиновая), 3 – Далдынское кимберлитовое поле (трубки Удачная, Зарница), 4 – Алакит-Мархинское кимберлитовое поле (трубки Айхал, Юбилейная, Сытыканская), 5 – Накынское кимберлитовое поле (трубки Нюрбинская, Ботуобинская), 6 – Малоботуобинское кимберлитовое поле (трубка Мир).

коллизии террейнов Сибирского кратона, а также о времени его формирования. Обобщение изотопно-геохимических данных показывает, что в земной коре Анабарской тектонической провинции отсутствует возрастная стратификация [4]. Она состоит из в различной степени переработанных палеоархейских и ювенильных протерозойских пород на разных уровнях. Вертикальная и латеральная гетерогенность коры заставляет с осторожностью распространять данные, полученные по ксенолитам одной кимберлитовой трубки на весь террейн [4]. В этой связи для уточнения строения и эволюции коры в районе Верхне-Мунского кимберлитового поля нами проведено исследование коровых пород и определен U–Pb-

возраст цирконов из ксенолитов кимберлитовой трубки Новинка, расположенной в шести километрах юго-западнее трубки Заполярная, ксенолиты которых были исследованы нами ранее [3].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Химический состав минералов (концентрации главных элементов) определялся в ИГМ СО РАН с помощью метода рентгеноспектрального микроанализа с использованием электронного микроскопа “JEOL” JXA 8100 (локальность пучка 2 мкм при силе тока 20 нА и напряжении 15 кВ). Концентрации главных элементов в породах определялись методом рентгенофлуоресцентно-

Таблица 1. Валовый состав пород из исследованных ксенолитов (мас. %) по данным рентгенофлуоресцентного анализа

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Sr	Zr	Ba	ППП	Сумма
H-19-3	40.98	0.64	16.74	5.93	0.07	4.67	14.90	6.62	1.28	0.16	0.10	0.01	0.06	6.14	98.31
H-19-28	42.58	0.79	15.51	9.28	0.14	5.45	14.06	5.35	1.02	0.30	0.10	0.01	0.10	3.84	98.52
H-19-31	41.36	1.02	16.25	13.39	0.15	6.69	12.63	3.17	1.11	0.28	0.10	0.01	0.05	3.54	99.74
H-19-29	58.38	0.61	16.44	6.27	0.08	6.39	4.29	3.50	2.34	0.17	0.12	0.01	0.08	1.49	100.18
H-19-37	58.55	0.64	16.51	5.98	0.07	6.47	4.15	3.35	2.34	0.17	0.12	0.01	0.08	1.53	99.97

Примечание. ППП – потери при прокаливании.

го анализа на спектрометре Bruker S4 Pioneer в ЦКП “Изотопно-геохимических исследований” СО РАН (г. Иркутск).

Определение микроэлементного состава выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) на масс-спектрометре высокого разрешения с магнитным сектором ELEMENT (“Finnigan” MAT) в ЦКП МИИ СО РАН (Новосибирск) и на масс-спектрометре высокого разрешения с двойной фокусировкой ELEMENT 2 (“Finnigan” MAT) в ЦКП “Изотопно-геохимических исследований” СО РАН (Иркутск). In situ U–Pb-изотопный и микроэлементный анализы цирконов проводились в Государственной ключевой лаборатории по изучению месторождений полезных ископаемых Нанкинского университета (Нанкин, Китай). Зерна циркона были выделены из пород с помощью стандартной методики магнитной и плотностной сепарации немагнитных тяжелых фракций. Зерна циркона были залиты эпоксидной смолой и отполированы до центральных областей зерен. Катодолюминесцентные (КЛ) изображения циркона были получены с помощью детектора Oxford Centaurus на сканирующем электронном микроскопе Leo-1430VP с использованием ускоряющих напряжений 12–15 кВ и тока электронного пучка ~0.5 нА в ИГМ СО РАН. Изотопный состав U и Pb в цирконах анализировали с использованием ИСП-МС “Thermo Scientific” iCAP RQ, подключенного к системе лазерной абляции Geolas 193 нм. Аналитические процедуры были аналогичны описанным [5]. Все расчеты возраста U–Th–Pb и построение диаграмм с конкордиями выполнены с использованием программы ISOPLOT/Ex (вер. 4.15; [6]).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Имеющаяся коллекция ксенолитов включает 11 образцов. Из них два образца – гранат-пироксеновые гнейсы (H-19-29, H-19-37), по составу отвечающие диориту (табл. 1). Гнейсы имеют порфиробластовую структуру (рис. 2). Минеральная ассоциация включает Pl + Crx + Orx + Kfs + Qz + Grt + Amp + Bt + Ilm + Ap. Размер зерен

варьирует от 0.1 до 2.4 мм. В клинопироксене наблюдаются ламели ортопироксена, в плагиоклазе – вросстки калиевого полевого шпата, в ортоклазе – вросстки плагиоклаза. В кварце наблюдается большое количество включений жидкой углекислоты (по данным Рамановской спектроскопии). Плагиоклаз по составу отвечает андезину (табл. 2). Ортопироксен незонален. Железистость разных зерен варьирует от 37 до 41%. Содержание Al₂O₃ у ортопироксенов лежит в интервале от 1.78 до 2.29%. У клинопироксенов наблюдается зональность, выраженная в уменьшении величины железистости от 32 до 30%. Гранат демонстрирует слабую регрессивную зональность. Железистость меняется от 65 до 68%.

Остальные ксенолиты, за исключением образца H-19-28, представлены в разной степени измененными гранатовыми и безгранатовыми кристаллическими сланцами. Анализы наименее измененных кристаллических сланцев показывают низкие содержания SiO₂ при высоких содержаниях щелочей (табл. 1), что может свидетельствовать об их кумулятивной природе. Минеральные ассоциации в кристаллосланцах включают Pl + Crx + Sod + Orx + Ilm + Ap ± Kfs ± Amp ± Grt ± Scp ± Bt (рис. 2 г). По модальному составу породы отвечают фойид-монцогаббро. Структура пород порфиробластовая. Размер зерен варьирует от 0.1 до 4 мм. Размер порфиробластов плагиоклаза достигает 4 мм, в то же время размер зерен клинопироксена и ортопироксена не превышает 2 мм. В пироксенах наблюдаются ламели ортопироксена, а в ортопироксене – клинопироксена. В порфиробластах амфибола так же присутствуют структуры распада. Структуры распада в пироксенах и амфиболах, а также структурные особенности пород, указывают на их первично-магматическое происхождение. Ортопироксен часто замещен мелкозернистым агрегатом, плеохраирующим от коричневого до зеленоватого цветов. Судя по результатам анализов агрегат состоит из смеси талька и биотита. В клинопироксене наблюдаются ламели ортопироксена. В плагиоклазе присутствуют вросстки калиевого полевого шпата. Гранат образует каемки вокруг

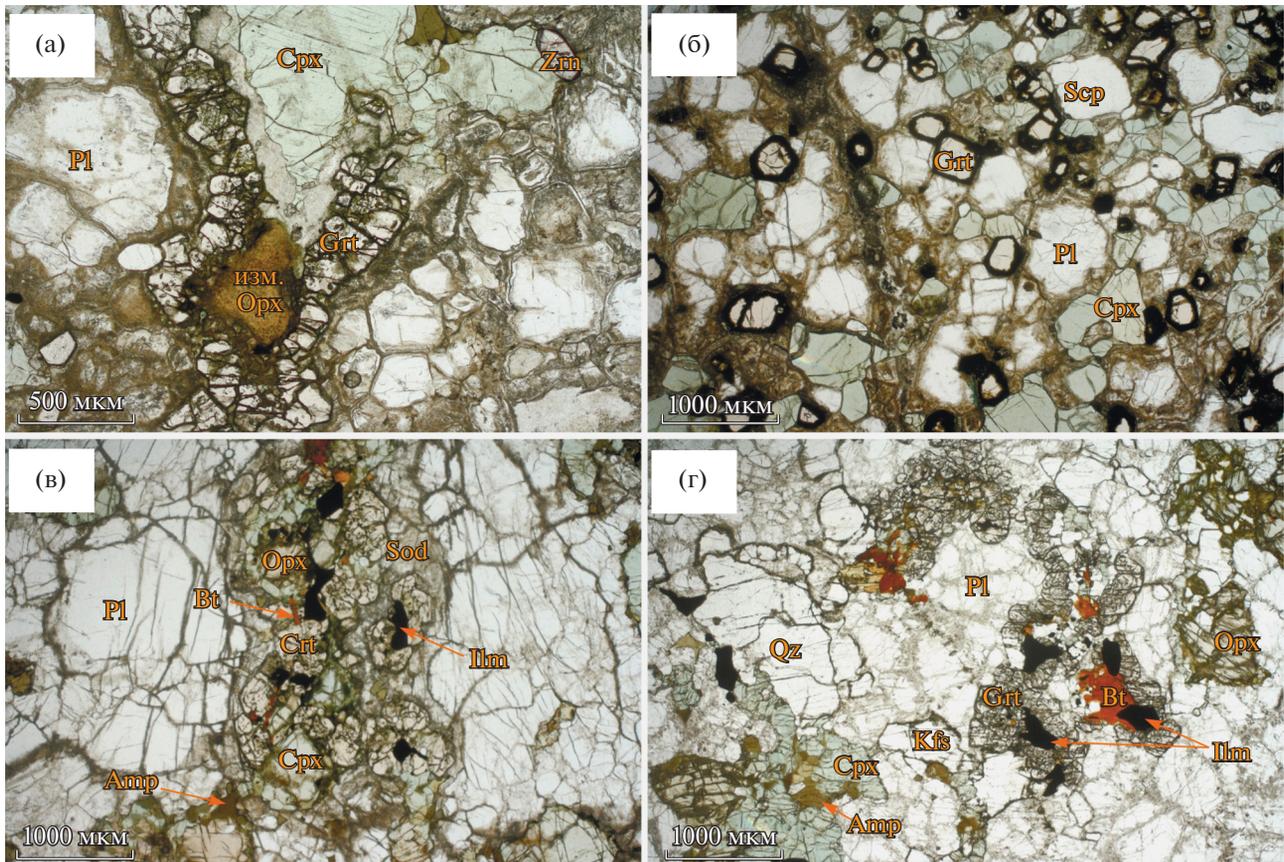


Рис. 2. Петрографические особенности изученных коровых ксенолитов (проходящий поляризованный свет): (а) – образец Н-19-3, (б) – образец Н-19-28, (в) – образец Н-19-31, (г) – образец Н-19-37. Срх – клинопироксен, Pl – плагиоклаз, Grt – гранат, Zrn – циркон, Scp – скаполит, Bt – биотит, Sod – содалит, Амп – амфибол, Qz – кварц, Орх – ортопироксен, изм. Орх – измененный ортопироксен.

зерен рудного минерала, ортопироксена и клинопироксена (рис. 2 а, в). Содалит встречается в участках шлифа, сложенных фемическими минералами (рис. 2 в). В гранате наблюдаются многочисленные включения пироксена и амфиболов. Приведенные в табл. 2 составы минералов кристаллических сланцев близки к составам минералов в гранат-пироксеновых гнейсах.

Минеральная ассоциация гранатового гранулита Н-19-28 (Срх + Grt + Pl + Sod + Rt) отличается от других кристаллических сланцев, хотя по валовому составу он близок к ним и так же характеризуется высоким содержанием натрия (табл. 1). В нем отсутствуют водосодержащие минералы. Структура породы гранобластовая (рис. 2 б). Вокруг гранатов развиваются келифитовые каймы. Клинопироксены характеризуются повышенным содержанием натрия (табл. 2). Наблюдается развитие содалита по плагиоклазу. Плагиоклаз, в отличие от плагиоклазов кристаллических сланцев и гнейсов, представлен олигоклазом (An-20).

Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) близкое у всех типов пород (рис. 3 а). Отно-

шение La_N/Yb_N варьирует в интервале от 8 до 14. У гранат-клинопироксенового гнейса Н-19-37 и гранат-пироксенового кристаллического сланца Н-19-31 наблюдается достаточно сильная отрицательная европиевая аномалия ($Eu/^*Eu$ – 0.77 и 0.7 соответственно). Распределение РЗЭ у сланца Н-19-3 и гнейса Н-19-29 очень похожее, также как у гнейса Н-19-37 и сланца Н-19-31 (рис. 3 а). На мультиэлементной диаграмме (рис. 3 б) породы так же демонстрируют схожий характер распределения рассеянных элементов. Для них характерны отрицательные аномалии по Zr, Hf, Nb, Ta, Ti, P и положительная аномалия по стронцию.

Для оценки *PT*-параметров равновесия пород использовались Grt–Cpx [7], Grt–Hbl [8], Cpx–Орх [9], Pl–Hbl [10] геотермометры. Давление оценивалось по Grt–Hbl–Pl [11], Nb–Pl [12], Grt–Орх [13] барометрам.

Как видно из данных табл. 3, наблюдается значительный разброс в величинах температур равновесия, рассчитанных по разным геотермометрам. Температуры по Grt–Cpx-термометру [7] близки к значениям температур, полученных при

Таблица 2. Состав породообразующих и акцессорных минералов (мас. %) по данным рентгеноспектрального микроанализа

Образец	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	F	SO ₃	Сумма
Н-19-37	Срх с	52.3	0.30	2.73	0.12	9.07	0.09	13.0	21.6	0.75	0.08	—	—	—	100.1
	Срх г	52.6	0.28	2.68	0.03	8.67	0.10	13.2	21.8	0.78	0.03	—	—	—	100.2
	Орх с	51.6	0.04	2.17	0.03	24.4	0.33	20.8	0.45	0.04	0.00	—	—	—	99.9
	Орх г	51.9	0.03	1.91	0.00	24.4	0.34	20.8	0.42	0.07	0.00	—	—	—	99.9
	Grt с	38.9	0.06	21.4	0.04	25.5	0.62	7.79	6.16	0.04	0.01	—	—	—	100.5
	Grt г	38.8	0.04	21.5	0.03	26.0	0.73	7.10	6.34	0.02	0.00	—	—	—	100.5
	Hbl	42.1	2.37	11.8	0.05	14.5	0.07	11.8	11.7	1.45	1.95	—	—	—	97.7
	Pl	60.9	0.04	24.9	0.00	0.11	0.00	0.00	7.01	6.94	0.52	—	—	—	100.5
	Kfs	64.9	0.02	18.9	0.00	0.05	0.00	0.00	0.34	0.39	15.9	—	—	—	100.5
	Bt	37.4	4.89	13.7	0.05	14.5	0.01	15.3	0.04	0.16	10.1	—	—	—	96.2
Н-19-31	Срх с	51.3	0.21	2.96	0.00	9.03	0.11	13.2	22.0	0.90	0.01	—	—	—	99.7
	Срх г	51.2	0.40	3.09	0.05	9.72	0.11	13.3	21.5	0.87	0.11	—	—	—	100.3
	Орх	52.9	0.02	1.87	0.01	22.8	0.27	22.1	0.40	0.03	0.00	—	—	—	100.4
	Grt с	39.1	0.04	21.4	0.00	25.7	0.87	7.32	6.59	0.01	0.01	—	—	—	101.0
	Grt г	38.4	0.22	20.2	0.02	25.7	0.86	6.92	6.74	0.02	0.80	—	—	—	99.8
	Hblс	42.1	1.95	11.3	0.04	14.9	0.07	11.8	11.9	1.31	1.73	—	—	—	97.1
	Hblr	42.2	1.87	11.6	0.03	15.2	0.07	11.9	11.8	1.38	1.75	—	—	—	97.8
	Pl	58.2	0.01	25.6	0.00	0.10	0.00	0.00	7.88	7.71	0.49	—	—	—	100.0
	Bt	36.5	4.40	14.4	0.04	14.1	0.02	15.7	0.00	0.18	9.71	—	—	—	95.1
	Sod	37.2	0.01	31.6	—	0.16	—	0.01	1.29	25.00	0.10	6.43	0.26	0.02	100.8
Н-19-29	Срх с	52.0	0.32	3.23	0.01	8.86	0.11	12.9	21.8	0.88	0.01	—	—	—	100.1
	Срх г	52.2	0.27	3.00	0.00	9.20	0.11	13.3	21.4	0.70	0.01	—	—	—	100.2
	Орх с	51.9	0.04	1.91	0.04	24.5	0.37	20.6	0.43	0.03	0.03	—	—	—	100.1
	Орх г	51.6	0.02	2.03	0.01	25.1	0.42	19.9	0.40	0.00	0.01	—	—	—	99.8
	Grtc	38.7	0.03	21.2	0.04	26.3	1.09	6.75	6.33	0.00	0.00	—	—	—	100.5
	Gtrr	38.6	0.10	21.0	0.07	26.5	1.18	6.48	6.35	0.05	0.01	—	—	—	100.4
	Hblс	42.1	1.74	11.6	0.08	13.6	0.07	11.9	11.6	1.59	1.83	—	—	—	96.2
	Hblr	42.5	2.06	12.0	0.19	15.0	0.07	12.0	11.7	1.44	1.95	—	—	—	99.0
	Pl	60.6	0.00	24.9	0.00	0.12	0.03	0.00	7.28	6.89	0.59	—	—	—	100.4
	Bt	36.5	5.22	13.7	0.03	15.4	0.03	14.1	0.01	0.17	10.2	—	—	—	95.4
	Kfs	63.3	0.21	18.3	0.00	0.10	0.01	0.01	0.09	0.50	16.4	—	—	—	98.9
Н-19-3	Срх	51.6	0.16	2.84	0.04	10.8	0.22	12.8	20.9	0.95	0.01	—	—	—	100.3
	Срх г	51.2	0.21	3.27	0.04	10.0	0.21	12.5	21.4	1.01	0.00	—	—	—	99.8
	Орх	51.5	0.06	2.24	0.01	24.8	0.49	20.2	0.46	0.04	0.02	—	—	—	99.8
	Grt	38.1	0.03	21.3	0.00	24.9	1.30	7.66	6.85	0.03	0.01	—	—	—	100.1
	Hbl	41.4	1.57	12.0	0.05	15.2	0.12	11.7	11.8	1.43	1.93	—	—	—	97.2
	Pl	59.4	0.00	25.2	0.00	0.10	0.00	0.00	7.31	7.26	0.54	—	—	—	99.8
	Bt	36.9	4.06	14.1	0.07	16.7	0.04	13.9	0.27	0.33	9.80	—	—	—	96.2
	KFs	62.0	0.36	18.3	0.00	0.14	0.00	0.01	0.05	0.55	15.4	—	—	—	96.8

Таблица 2. Окончание

Образец	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	F	SO ₃	Сумма
Н-19-28	Срх с	50.6	0.56	6.02	0.07	8.52	0.04	10.9	19.4	2.83	0.00	—	—	—	99.0
	Срх г	51.2	0.54	5.93	0.07	8.43	0.03	11.5	19.6	2.74	0.03	—	—	—	100.0
	Grt с	39.6	0.08	21.8	0.02	22.3	0.46	9.95	6.20	0.00	0.00	—	—	—	100.4
	Grt г	39.5	0.08	21.8	0.01	22.3	0.46	9.97	6.20	0.00	0.00	—	—	—	100.3
	Pl	63.1	0.03	22.7	0.00	0.42	0.00	0.00	4.44	8.93	0.36	—	—	—	99.9
	Kfs	63.7	0.14	18.5	0.00	0.04	0.01	0.00	0.06	1.19	15.1	—	—	—	98.7
	Hbl	44.0	1.67	10.2	0.09	14.1	0.12	12.2	12.3	1.48	1.68	—	—	—	97.8

Примечание. Срх – клинопироксен, Pl – плагиоклаз, Grt – гранат, Bt – биотит, Sod – содалит, Hbl – амфибол (роговая обманка), Pl – плагиоклаз, Орх – ортопироксен, Kfs – калиевый полевой шпат, с – центральная часть зерна, г – краевая часть зерна.

Таблица 3. Рассчитанные параметры равновесия (давление (*P*) и температура (*T*)) исследованных пород

Образец	<i>T</i> °C, (<i>P</i> = 10 кбар)				<i>P</i> , кбар (<i>T</i> = 750°С)		
	EG79 (Grt-Срх)	R00 (Grt-Hbl)	P08 (Срх-Орх)	HB94 (Pl-Hbl)	DHP00 (Grt-Hbl-Pl(Qtz))	M15 (Hbl-Pl)	H84 (Grt-Орх)
Н-19-37	749	811	804	793	9.4	7.9	10.1
Н-19-29	743	739	864	864	9.7	9.2	10.0
Н-19-31	696	701	797	745	—	8.0	9.1
Н-19-3	796	757	833	750	—	7.1	10.9
Н-19-28	796	—	—	—	—	—	—

Примечание. Используемые геотермометры – EG79 – [7], R00 – [8], P08 – [9], HB94 – [10], DHP00 – [11], M15 – [12], H84 – [13].

использовании Срх–Орх-термометра (800–860°С). Большинство значений температур, полученных с применением разных геотермометров, попадают в интервале 700–800°С. Температуры равновесия, рассчитанные по Pl–Hbl-геотермометру у

кристаллических сланцев, систематически ниже, чем у гранат-пироксеновых гнейсов.

Величины давлений (табл. 3) для гранат-пироксеновых гнейсов лежат в интервале 8.0–10.1 кбар. Для гранат-пироксеновых кристаллосланцев ве-

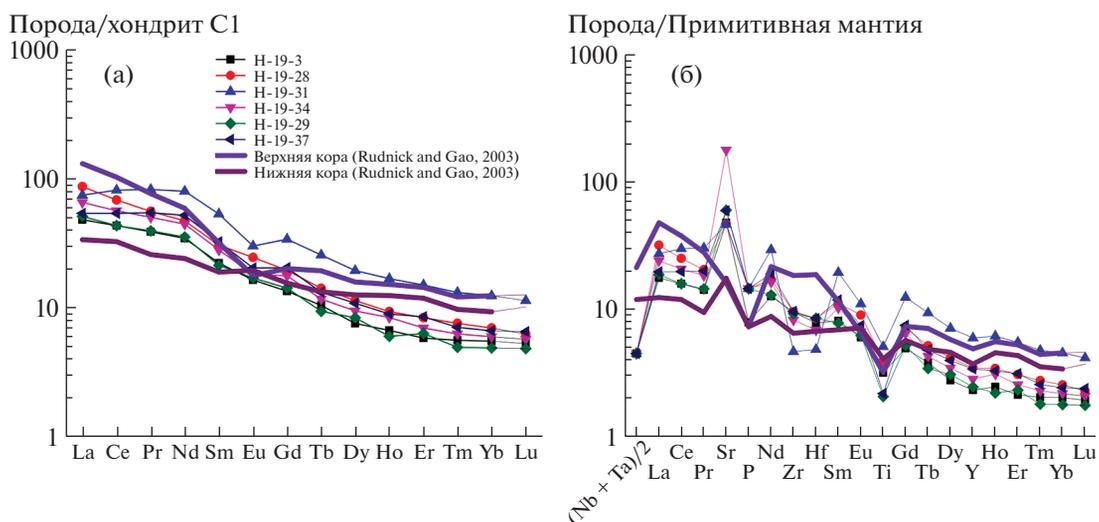


Рис. 3. Диаграммы распределения редких элементов, нормализованные на хондрит С1 (а) и на примитивную мантию (б).

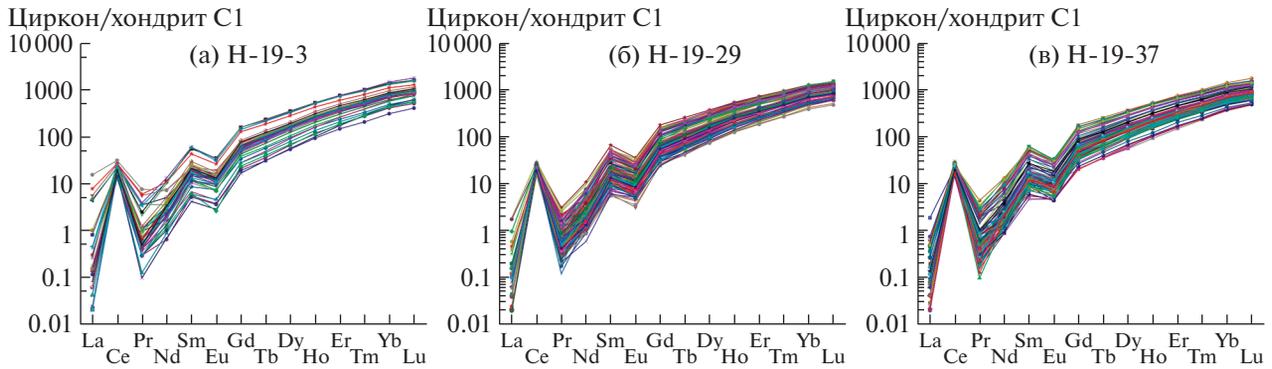


Рис. 4. Нормализованные на хондрит распределения РЗЭ в зернах цирконов из ксенолитов, в которых измерялись изотопные отношения U и Pb: (а) – образец Н-19-3, (б) – образец Н-19-29, (в) – образец Н-19-37.

личина давления, оцененная по Grt–Hbl-барометру, лежит в интервале 7.1–8.0 кбар. Давление по гранат-ортопироксеновому барометру 9.1–10.9 кбар. Однако надо принимать во внимание, что в этом геобарометре используется зависимость растворимости Al_2O_3 в ортопироксене, равновесном с гранатом. Как говорилось выше, гранат появляется в кристаллических сланцах при охлаждении пород в условиях постоянного давления. Наблюдаются каемки граната вокруг ортопироксена. В то же время у ортопироксенов отсутствует зональность по содержанию алюминия. Поэтому мы считаем, что равновесие граната с ортопироксеном не достигалось.

Для определения возраста из образца гранат-пироксенового сланца Н-19-3 и образцов гранат-пироксеновых гнейсов Н-19-29, Н-19-37 были извлечены зерна циркона. Циркон встречается в виде призматических и округлых зерен (отношение длина/ширина варьирует от 2.7 до 1). Th/U-отношения у цирконов из образца Н-19-3 варьируют в интервале 0.12–0.72, в образце Н-19-29–0.15–0.7, в образце Н-19-37–0.13–0.91. Такие высокие отношения не характерны для цирконов из метаморфических пород, в то же время они типичны для цирконов из ксенолитов коровых пород в кимберлитовых трубках Якутской алмазносной провинции [4]. Цирконы из всех трех образцов демонстрируют распределение РЗЭ, типичное для цирконов из магматических пород (рис. 4). Они характеризуются крутым наклоном в области тяжелых РЗЭ (Yb/Gd 7–28), отрицательной Eu-аномалией (0.22–0.94) и положительной Ce-аномалией. Отсутствуют цирконы с характерным для равновесия с гранатом распределением тяжелых РЗЭ.

Большинство цирконов из образцов гранат-пироксеновых гнейсов (Н-19-37 и Н-19-29) на КЛ-топограммах показывают осцилляторную зональность (рис. 5 г–и). У них наблюдается ярко люминесцирующая кайма. Кроме того, у ряда зе-

рен области с осцилляторной зональностью замещаются однородными слабо люминесцирующими областями. Большинство цирконов из образца гранат-пироксенового кристаллосланца Н-19-3 показывают слабую зональность (рис. 5 ф–в). Редко встречаются зерна с осцилляторной зональностью. У всех зерен, как и у цирконов из образцов гранат-пироксеновых гнейсов, отмечается узкая ярко люминесцирующая кайма.

Из образца Н-19-3 было проанализировано 26 зерен цирконов. Большинство зерен с величиной дискордантности ($Dis = (1 - {}^{206}Pb/{}^{238}U - \text{Возраст}/{}^{207}Pb/{}^{206}Pb - \text{Возраст}) \times 100$) меньше 2 дают среднее значения возраста 2717 ± 7.5 млн лет. Разброс конкордантных возрастов лежит в интервале 2765–2607 млн лет (рис. 6 а). На графике плотности распределения вероятности имеется два пика (рис. 6 б). Главный пик отвечает возрасту 2736 млн лет. Анализ сильно люминесцирующих каемок цирконов показал, что они характеризуются низкими содержаниями свинца, в отличие от слабо люминесцирующих областей. Так, в зерне циркона из образца Н-19-3 (рис. 5 а) центральная часть содержит 43 ppm свинца, в то время как ярко люминесцирующая область – 2 ppm. В ярко люминесцирующей области и значительно более низкие содержания U и Th. Th/U-отношения во внешней области составляют величину 0.12, во внутренней – 0.56. В то же время обе области имеют практически одинаковые конкордантные значения абсолютных возрастов – 2725 ± 24 и 2736 ± 79 млн лет соответственно (рис. 5 а).

Из образца Н-19-29 проанализировано 84 зерна. 38 анализов показывают величину дискордантности больше 2. Конкордантные значения возраста лежат в интервале 2790–2405 млн лет (рис. 6 в). На диаграмме с конкордией дискордия дает верхнее пересечение 2704 ± 13 млн лет и нижнее пересечение 1949 ± 130 млн лет. У одного зерна яркая люминесцирующая область показывает конкордантное значение возраста 2739 ± 27 млн лет.

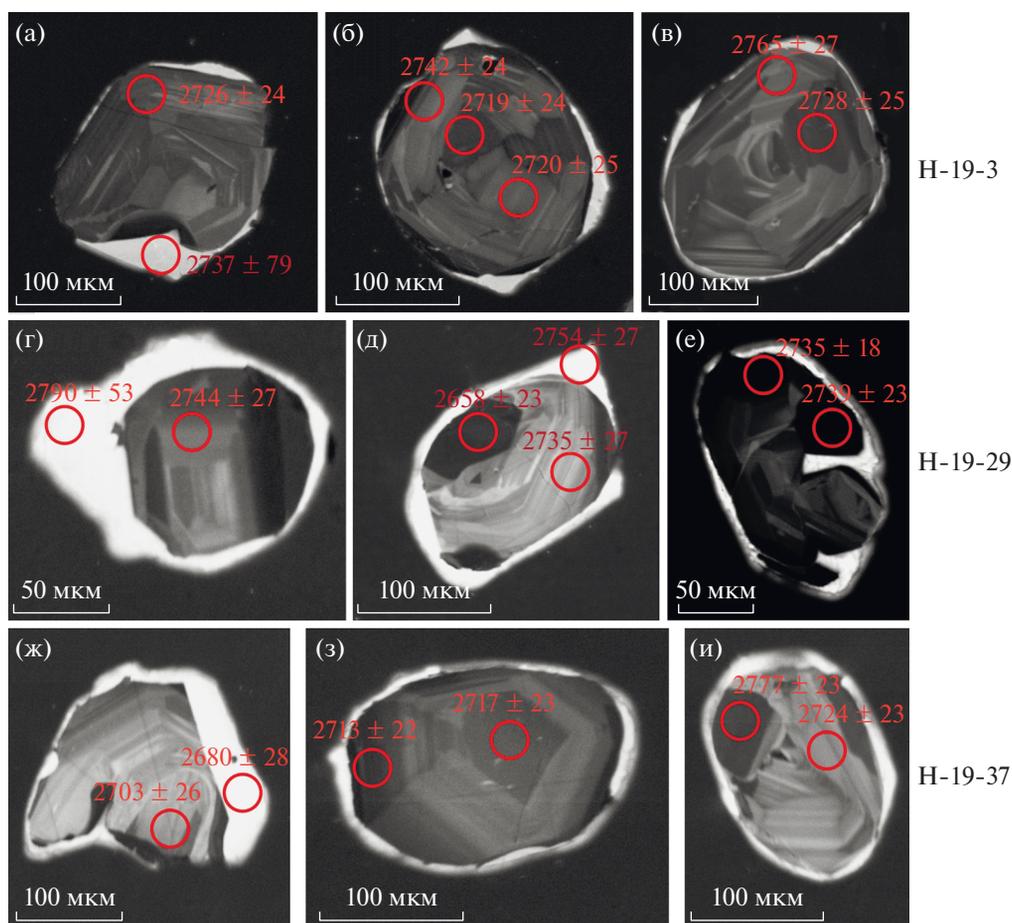


Рис. 5. Представительные катодолуминесцентные топограммы цирконов из исследованных ксенолитов: (а) — образец Н-19-3, (б) — образец Н-19-29, (в) — образец Н-19-37.

На графике плотности распределения вероятности пик отвечает возрасту 2734 млн лет (рис. 6 г).

Из образца Н-19-37 проанализировано 51 зерно. Практически все зерна демонстрируют осцилляторную зональность. Анализы с дискордантностью меньше двух дают возраста в интервале 2776 ± 23 – 2504 ± 28 млн лет (рис. 6 д). Дискордия дает верхнее пересечение 2680 ± 17 млн лет и нижнее 1920 ± 140 млн лет. Яркие люминесцирующие каемки дают дискордантные возраста, хотя все они близки к возрасту 2.7 млрд лет. На графике плотности распределения вероятности главный пик отвечает возрасту 2712 млн лет (рис. 6 е).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Структуры распада в пироксенах и амфиболах изученных пород свидетельствуют о магматической природе их протолитов [14]. Ранее аналогичный вывод был сделан в отношении ксенолитов мафических гранатовых гранулитов из кимберлитовой трубки Удачная [15]. С процессом остывания при постоянном давлении связано и появле-

ние разновидностей с гранатом. В изученных ксенолитах гранат-пироксеновых кристаллических сланцев наблюдаются каемки гранатов, развивающиеся вокруг пироксенов и рудных минералов (рис. 2 а, в). Отметим, что в цирконах, демонстрирующих осцилляторную зональность, установлены включения клинопироксенов, плагиоклазов, биотита и амфиболов, имеющих состав, близкий к составу минералов пород, из которых были извлечены цирконы (табл. 4). Наличие осцилляторной зональности в цирконах и характер распределения РЗЭ свидетельствуют об их магматическом происхождении. На этом основании можно сделать вывод, что водосодержащие минералы в породах не являются вторичными, а кристаллизовались на заключительных этапах магматической стадии. Особенно следует отметить наличие включения содалита в цирконе из образца гранат-пироксенового кристаллосланца Н-19-3. Содалит присутствует во всех кристаллосланцах как с гранатом, так и без граната. В наименее измененном образце гранат-пироксенового кристаллосланца Н-19-31 содалит отмечается только в участках

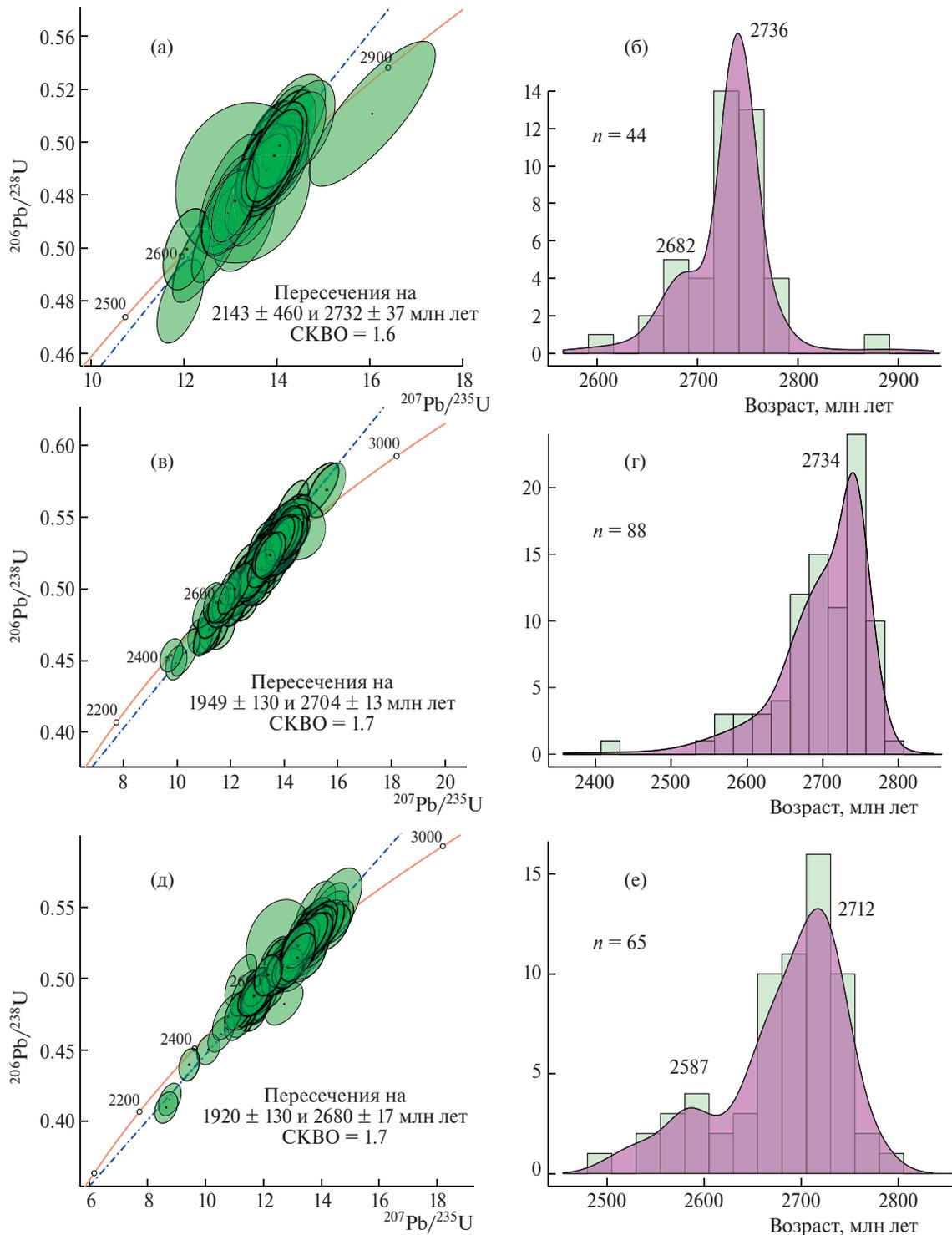


Рис. 6. Диаграммы с конкордией (слева) и графики распределения относительной вероятности возрастов (справа) для исследованных цирконов: (а, б) – образец Н-19-3, (в, г) – образец Н-19-29, (д, е) – образец Н-19-37. СКВО – средне-квадратичное отклонение.

шлифа сложенных, главным образом, фемическими минералами, включающими гранат. В областях, сложенных только зернами плагиоклаза, содалит отсутствует. В отдельных местах он

окаймляет участки, сложенные мафическими минералами (рис. 2 в). В то же время наблюдается замещение зерен плагиоклаза содалитом. В образце мафического гранулита Н-19-28 содалит

Таблица 4. Составы минералов-включений в цирконах (мас. %) по данным рентгеноспектрального микроанализа

Образец	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Н-19-3	Bt	37.1	0.80	17.3	0.01	13.8	0.09	15.6	0.04	0.43	9.87	99.0
	Bt	37.3	1.34	16.2	0.04	15.0	0.05	14.7	0.20	0.35	9.73	98.9
	Bt	47.1	2.28	18.6	0.03	10.9	0.02	8.19	2.50	1.26	7.09	101.9
	Bt	40.5	2.88	14.3	0.07	12.6	0.08	11.8	4.18	1.62	7.97	99.9
	Sod	38.3	0.02	29.2	0.03	0.2	0.00	0.0	1.54	22.7	0.08	92.1
	Amp	44.5	1.60	12.0	0.09	13.7	0.13	10.6	11.58	1.27	1.78	97.2
	Amp	41.5	0.45	13.8	0.03	15.4	0.13	11.9	10.60	1.76	2.55	98.1
	Opx	52.3	0.02	1.59	0.04	23.8	0.52	20.8	0.39	0.00	0.03	99.5
Н-19-29	Kfs	62.0	0.05	19.0	0.03	0.08	0.00	0.38	1.74	1.81	11.8	96.9
	Opx	53.1	0.05	1.45	0.01	21.6	0.40	21.5	1.20	0.13	0.07	99.4
	Bt	36.9	1.76	14.7	0.19	13.8	0.05	15.4	0.01	0.38	9.69	96.9
Н-19-37	Срх	52.5	0.17	2.31	0.01	7.81	0.10	13.3	22.0	0.74	0.02	99.0
	Pl	61.3	0.00	25.4	0.06	0.28	0.02	0.01	6.94	6.78	1.61	102.5
	Kfs	64.7	0.01	18.04	0.02	0.04	0.02	0.07	0.23	2.13	13.0	98.2

присутствует совместно со скаполитом. В этой связи следует отметить, что скаполит достаточно часто встречается в ксенолитах основных гранулитов кимберлитовой трубки Удачная [15]. В то же время содалит ранее не был отмечен в ксенолитах коровых пород из кимберлитовых трубок Якутской алмазоносной провинции. На основании имеющихся данных трудно сделать окончательное заключение о магматическом или метасоматическом происхождении содалита. Однако наличие содалита в породах свидетельствует о присутствии рассолов с высокой концентрацией NaCl на стадии его образования. Температуры равновесия пород, содержащих содалит, лежат в интервале 830–740°C (табл. 3). Следует отметить, что, согласно экспериментальным исследованиям верхний предел по давлению для содалита при температуре 750°C составляет около 7.5 кбар [16]. Согласно амфибол-плагиоклазовому барометру [12] давление для образца кристаллического сланца Н-19-31 составляет 6.9 кбар, для образца Н-19-3–6.8 кбар. Для образца гранат-пироксенового кристаллосланца Н-19-28 давление не может быть оценено. В то же время величины давления для гранат-пироксеновых гнейсов по различным геобарометрам лежат в интервале 9.1–10.0 кбар, а температуры составляют 750–860°C.

Таким образом, мы можем заключить, что гранат-пироксеновые кристаллические сланцы отвечают уровню средней коры, в то время как гранат-пироксеновые гнейсы могут рассматриваться как представители более глубоких горизонтов коры. *PT*-параметры равновесия гранат-пироксеновых гнейсов близки к таковым для ксенолитов гранат-пироксеновых гнейсов из расположенной рядом кимберлитовой трубки Заполярная [3].

Полученные возраста цирконов свидетельствуют о неархейском возрасте кристаллизации цирконов в гнейсах и кристаллическом сланце. Эти возраста аналогичны U–Pb-возрастам цирконов, полученных ранее для кимберлитовой трубки Заполярная [3]. Нижние пересечения дискордии на диаграмме с конкордией для гранат-пироксеновых гнейсов из кимберлитовой трубки Новинка могут интерпретироваться как этап потери свинца, имеющий возраст 1.9 млрд лет (рис. 6).

На графиках плотности распределения вероятности пик 2.7 млрд лет не характерен для цирконов из кимберлитовых трубок Алакит-Мархинского и Далдынского кимберлитовых полей [17–19]. Цирконы из ксенолитов этих кимберлитовых полей показывают главные пики 1.97–1.85 млрд лет. Пик 2.7 млрд лет проявлен только у цирконов из ксенолита двупироксенового гранулита среднего состава из кимберлитовой трубки Удачная [4].

Иная картина наблюдается у цирконов из коровых ксенолитов Накынского кимберлитового поля. На графике плотности распределения вероятности цирконы из ксенолитов гранулитов мафического и среднего составов из трубки Ботуобинская показывают самый сильный пик, отвечающий возрасту 2.7 млрд лет [3]. В то же время на графиках отсутствует пик 1.9 млрд лет. У коровых ксенолитов из расположенной на расстоянии 3.3 км от трубки Ботуобинская трубки Нюрбинская, наряду с пиком 2.7 млрд лет присутствует пик 1.9 млрд лет.

Таким образом, проведенные исследования показывают, что в средней и нижней коре под Верхне-Мунским кимберлитовым полем фиксируется тектоно-термальный этап 2.7 млрд лет, сопровождавшийся плавлением коры и кристалли-

зацией цирконов. Этап 1.9 млрд лет, который наиболее сильно проявлен в коровых ксенолитах из кимберлитовых трубок Далдынского и Алакит-Мархинского кимберлитовых полей, слабо проявлен и фиксируется локально в коре в районе Верхне-Мунского кимберлитового поля только в цирконах гранат-пироксеновых гнейсов.

Ближе всего к Котуйканской коллизионной зоне расположено Алакит-Мархинское поле (рис. 1). В то же время Верхне-Мунское кимберлитовое поле расположено рядом с выделенной О.М. Розеном границей между Мархинским и Далдынским террейнами [1]. О.М. Розен трактует эту границу как коллизионную зону с возрастом около 2.3 млрд лет. Ранее нами было показано, что одни и те же тектоно-термальные этапы проявлены в Далдынском и Мархинском террейнах, что ставит под вопрос правомочность выделения Мархинского террейна. Проявление в цирконах, главным образом, неархейского тектоно-термального этапа и отсутствие свидетельств этапа с возрастом 2.3 млрд лет и слабое проявление этапа 1.9 млрд лет ставят на повестку вопрос о наличии коллизионной зоны между предполагаемыми Мархинским и Далдынским террейнами [3]. Результаты определения U–Pb-возраста и изотопного состава Hf цирконов свидетельствуют о том, что кора в районе Далдынского кимберлитового поля была переработана в большей степени по сравнению с корой Алакит-Мархинского поля [20], хотя Алакит-Мархинское поле расположено ближе к Котуйканской коллизионной зоне. Таким образом, имеющиеся на настоящее время данные не дают свидетельств зависимости проявления тектоно-термального этапа 1.9 млрд лет от положения кимберлитовых трубок относительно главных зон коллизии.

Полученные данные подтверждают сделанное ранее заключение о вертикальной и латеральной неоднородности коры Якутской алмазоносной провинции и отсутствие зависимости между степенью переработки коры и главными коллизионными зонами Сибирского кратона. Это дало основание высказать предположение, что установленные в коре Якутской кимберлитовой провинции тектоно-термальные этапы (2.9, 2.7 и 2–1.8 млрд лет) связаны с подъемом суперплюмов [4]. Полученные новые данные подтверждают это предположение.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Изотопные и геохимические исследования выполнены за счет гранта РФФИ № 22-27-00195. Коллекция образцов собрана во время полевых исследований в рамках государственных заданий ИГМ СО РАН и ИГХ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. Москва: Научный Мир, 2006. 210 с.
2. Koreshkova M., Downes H. The age of the lower crust of the central part of the Columbia supercontinent: a review of zircon data // *Gondwana Research*. 2021. V. 96. P. 37–55.
3. Shatsky V.S., Malkovets V.G., Belousova E.A., Tretiakova I.G., Griffin W.L., Ragozin A.L., Wang Q., Gibsher A.A., O'Reilly S.Y. Multi-stage modification of Paleoproterozoic crust beneath the Anabar tectonic province (Siberian craton) // *Precambrian Research*. 2018. V. 305. P. 125–144.
4. Shatsky V.S., Wang Q., Skuzovatov S.Yu., Ragozin A.L. The crust-mantle evolution of the Anabar tectonic province in the Siberian Craton: coupled or decoupled? // *Precambrian Research*. 2019. V. 332. P. 105388.
5. Wang X.L., Zhou J.C., Griffin W.L., Zhao G.C., Yu J.H., Qiu J.S., Zhang Y.J., Xing G.F. Geochemical zonation across a Neoproterozoic orogenic belt: Isotopic evidence from granitoids and metasedimentary rocks of the Jiangnan orogen, China // *Precambrian Research*. 2014. V. 242. P. 154–171.
6. Ludwig K.R. User's manual for Isoplot version 3.75–4.15: a geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronological Center Special Publication. 2012. № 5. P. 1–70.
7. Ellis D.J., Green D.H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe–Mg exchange equilibria // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1979. V. 71. № 1. P. 13–22.
8. Ravna E.K. Distribution of Fe²⁺ and Mg between co-existing garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet–hornblende Fe–Mg geothermometer // *Lithos*. 2000. V. 53. № 3–4. P. 265–277.
9. Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems // *Reviews in mineralogy and geochemistry*. 2008. V. 69. № 1. P. 61–120.
10. Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contributions to mineralogy and petrology*. 1994. V. 116. № 4. P. 433–447.
11. Dale J., Holland T., Powell R. Hornblende–garnet–plagioclase thermobarometry: a natural assemblage calibration of the thermodynamics of hornblende // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2000. V. 140. № 3. P. 353–362.
12. Molina J.F., Moreno J.A., Castro A., Rodriguez C., Ferhstater G.B. Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al–Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning // *Lithos*. 2015. V. 232. P. 286–305.
13. Harley S.L. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂ and CaO–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂ // *Journal of Petrology*. 1984. V. 25. № 3. P. 665–696.
14. Шацкий В.С., Бузлукова Л.В., Ягоуц Э., Козьменко О.А., Митюхин С.И. Строение и эволюция нижней коры Далдыно-Алакитского района Якутской

- алмазоносной провинции (по данным изучения ксенолитов) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 12. С. 1273–1289.
15. *Perchuk A.L., Sapegina A.V., Safonov O.G., Yapaskurt V.O., Shatsky V.S., Malkovets V.G.* Reduced amphibolite facies conditions in the Precambrian continental crust of the Siberian craton recorded by mafic granulite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia // *Precambrian Research*. 2021. V. 357. P. 106122.
 16. *Schneider J.B., Jenkins D.M.* Stability of sodalite relative to nepheline in NaCl–H₂O brines at 750°C: Implications for hydrothermal formation of sodalite // *The Canadian Mineralogist*. 2020. V. 58. № 1. С. 3–18.
 17. *Koreshkova M.Y., Downes H., Levsy L.K., Vladyskin N.V.* Petrology and geochemistry of granulite xenoliths from Udachnaya and Komsomolskaya kimberlite pipes, Siberia // *Journal of Petrology*. 2011. V. 52. № 10. P. 1857–1885.
 18. *Shatsky V.S., Malkovets V.G., Belousova E.A., Tretiakova I.G., Griffin W.L., Ragozin A.L., Gibsher A.A., O'Reilly S.Y.* Tectonothermal evolution of the continental crust beneath the Yakutian diamondiferous province (Siberian craton): U–Pb and Hf isotopic evidence on zircons from crustal xenoliths of kimberlite pipes // *Precambrian Research*. 2016. V. 282. P. 1–20.
 19. *Moyen J.-F., Paquette J.-L., Ionov D.A., Gannoun A., Korsakov A.V., Golovin A.V., Moine B.N.* Paleoproterozoic rejuvenation and replacement of Archaean lithosphere: evidence from zircon U–Pb dating and Hf isotopes in crustal xenoliths at Udachnaya, Siberian craton // *Earth and Planetary Science Letters*. 2017. V. 457. P. 149–159.
 20. *Shatsky V.S., Ragozin A.L., Wang Q., Wu M.* Evidence of Eoarchean crust beneath the Yakutian kimberlite province in the Siberian craton // *Precambrian Research*. 2022. V. 369. P. 106512.

FEATURES OF THE STRUCTURE AND EVOLUTION OF THE LOWER PARTS OF THE CONTINENTAL CRUST OF THE YAKUTIAN DIAMONDIFEROUS PROVINCE IN THE AREA OF THE UPPER-MUNA KIMBERLITE FIELD

Academician of the RAS **V. S. Shatsky^{a,b,c,#}**, **A. L. Ragozin^{a,b}**, **Q. Wang^d**, **W. Su^d**,
A. A. Ilyin^a, and **M. V. Kolesnichenko^a**

^a*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

^b*Novosibirsk State University Novosibirsk, Novosibirsk, Russian Federation*

^c*Vinogradov Institute of Geochemistry of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

^d*State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing, China*

[#]*E-mail: shatsky@igm.nsc.ru*

Upper Muna kimberlite field) showed that the crust at different levels is composed of pyroxene, garnet-pyroxene crystalline schists and garnet-pyroxene gneisses. Exsolution textures in pyroxenes and amphiboles, garnet rims around grains of ilmenite and pyroxenes indicate that the mineral associations of crystalline schists were formed during cooling at constant pressure. *P–T* equilibrium parameters indicate that garnet-pyroxene crystalline schists are present in the middle crust (*P* = 7–8 kbar), while garnet-pyroxene gneisses can be considered as rocks of the lower crust (*P* = 9–10.1 kbar). For the first time, sodalite was found in xenoliths of crystalline schists, which indicates the presence of brines with a high concentration of NaCl at the final stages of rock cooling. The determination of the U–Pb age of zircons testifies to the Neoproterozoic (2.7 Ma) tectono-thermal event, accompanied by the melting of the crust. In the garnet–pyroxene gneisses, the 1.9 stage is weakly manifested. The obtained data confirm the earlier conclusion about the vertical and lateral heterogeneity of the crust of the Yakutsk diamondiferous province and the absence of dependence between the degree of crust reworking and spatial location relative to the main collision zones of the Siberian craton.

Ключевые слова: lower continental crust, kimberlite, xenolith, U–Pb zircon dating, protolith age, *P–T* conditions of metamorphism, tectono-thermal stages