

УДК 550.93 (470.5)

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ И КЕМБРИЙСКИЙ ПРОТОЛИТ ОРТОПОРОД МАКСЮТОВСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ: РЕЗУЛЬТАТЫ U-Th-Pb (SIMS) ДАТИРОВАНИЯ АКЦЕССОРНОГО ЦИРКОНА

© 2024 г. А. В. Рязанцев^{1,*}, Б. Г. Голионко¹, А. В. Скобленко¹,
А. А. Разумовский¹, С. Н. Соболев²

Представлено академиком РАН М.А. Федонкиным 12.07.2023 г.

Поступило 12.07.2023 г.

После доработки 14.09.2023 г.

Принято к публикации 15.09.2023 г.

По акцессорному циркону U-Th-Pb-методом SIMS (SHRIMP II) установлен возраст магматического протолита для разнообразных метаморфических пород УНР максютовского комплекса. Наиболее уверенно возраст протолита определен для метабазитовых сланцев в двух пробах 648 ± 3 и 566 ± 3 млн лет. Возраст циркона из сланцев, состав которых отвечает андезидацитам, — 549 ± 4 млн лет. Возраст протолита гранат-омфацитовых метабазитовых пород 501 ± 5 млн лет. Из эклогитов выделены единичные кристаллы магматического циркона с возрастом 893 ± 6 млн лет, представляющие ксеногенную популяцию. Для протолита эклогитов, по данным предшественников, принято значение возраста 561 ± 10 млн лет. Магматические комплексы с возрастом, близким диапазону полученных значений возраста протолита (549–648 млн лет), известны в зоне Уралтау и представляют фрагменты вулcano-плутонического пояса активной континентальной окраины. Интегральный возраст метаморфизма максютовского комплекса по двум пробам этого района 380 ± 3 млн лет.

Ключевые слова: УНР максютовский комплекс, Южный Урал, магматический протолит, венд, эдиакарий, неопротерозой, кембрий, U-Pb-возраст цирконов, SHRIMP II

DOI: 10.31857/S2686739724010025

Максютовский эклогит-глаукофансланцевый комплекс распространен в зоне Уралтау и является ключевым элементом в модели коллизии дуга-континент, согласно которой в среднем девоне произошла коллизия Магнитогорской внутриокеанической дуги и пассивной окраины континента Балтика [1]. Для эклогитов и для глаукофан-фенгитовых сланцев изотопными методами ранее был определен возраст пикового метаморфизма комплекса, значения которого находятся в интервале 375–390 млн лет [1–7]. Определение абсолютного возраста обломочных цирконов из кварцитов и кварцито-сланцев комплекса [8, 9] позволило установить для значительной части его разреза палеозойский возраст,

а не рифейский, как было принято считать раньше. В разрезе комплекса присутствуют фрагменты с метааркозами, которые условно можно сравнивать с ордовикскими терригенными свитами, а толщи графитовых кварцитов — с содержащими углеродистые сланцы и кремни ордовикскими и силурийскими свитами Сакмарского аллохтона и Восточно-Уральской мегазоны. Кидрясовская свита нижнего ордовика в зоне Уралтау и в Сакмарском аллохтоне несогласно залегает на вендском вулcano-плутоническом комплексе [10, 11]. В связи с этим можно предполагать присутствие доордовикских образований в структуре максютовского комплекса. В пользу такого предположения свидетельствуют данные о позднекембрийском и кембрийском возрасте циркона из эклогитов и гранат-глаукофановых сланцев [2, 5, 6, 12].

Задачей исследования был поиск доордовикских ортопорod в структуре комплекса и установление возраста их магматического протолита. Для

¹Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

²Институт геохимии и аналитической химии Российской Академии наук, Москва, Россия

*E-mail: avryazan51@mail.ru

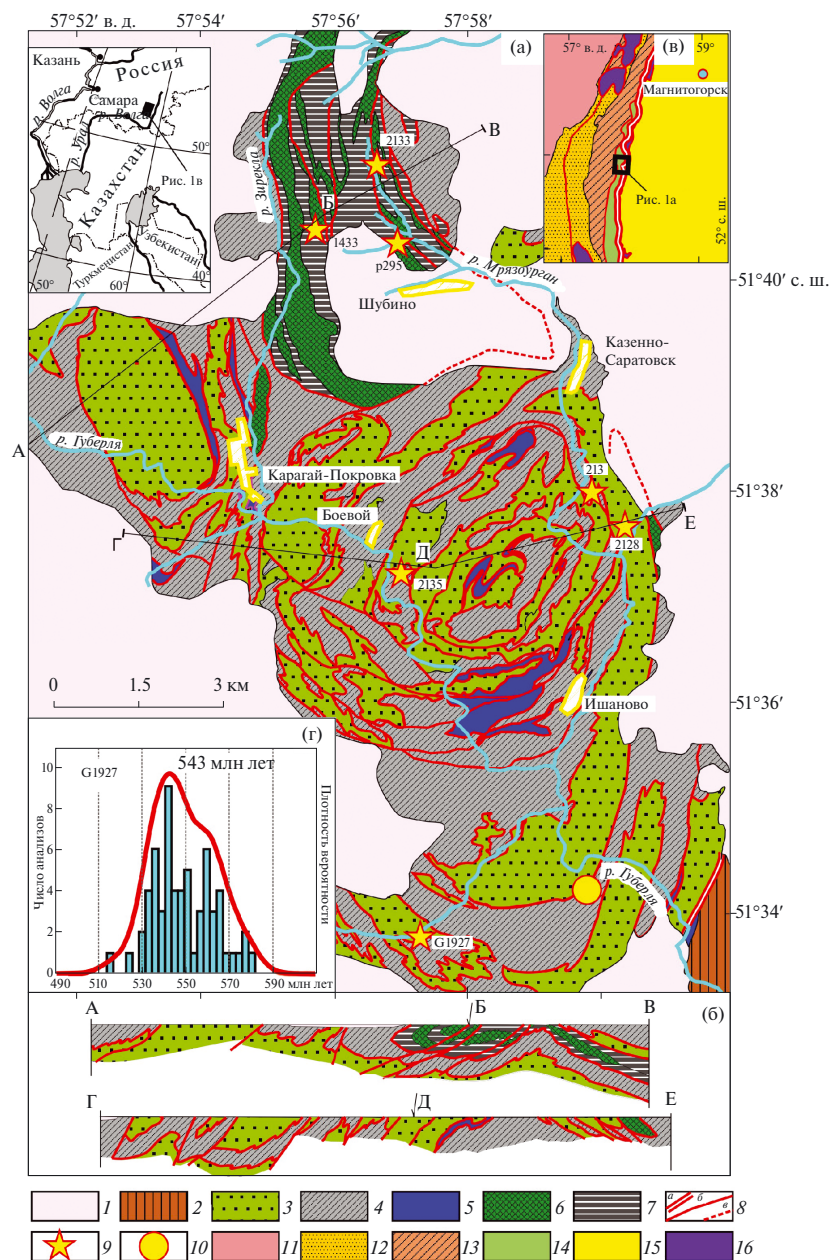


Рис. 1. Максютковский комплекс в районе Шубинского титанового месторождения (а), составлено с использованием [13], геологические разрезы по линиям А–Б–В и Г–Д–Е (б), схема структур Южного Урала (в), гистограмма и график плотности вероятности распределения возрастов зерен обломочного циркона из метавулканитов карамалинской серии (г) из [9]. 1 – рыхлые кайнозойские отложения; 2 – палеозойские отложения нерасчлененные; 3 – юмагузинская “серия”, метааркозы, фенгитовые кварциты с глаукофаном, метаграувакки, метавулканыты среднего состава; 4 – карамалинская “серия”, графитистые кварциты и кварцито-сланцы, метаграувакки, метавулканыты основного и среднего состава; 5 – серпентинитовый меланж с блоками метагабброидов; 6–7 – тектонический микстит: 6 – зоны сближенных тел эклогитов, 7 – фенгитовые и глаукофан-фенгитовые сланцы, графитистые сланцы; 8 – тектонические контакты: Главный Уральский разлом (а), прочие разломы – картируемые (б), предполагаемые (в); 9 – точки отбора проб на U–Pb-исследования и их номера; 10 – местонахождение известняков с археоциатами; на схеме (в): 11 – Башкирский мегантиклинорий, рифейские и вендские терригенные, карбонатные и вулканогенные толщи, 12 – Зилаирский синклиний, терригенные толщи верхнего девона-карбона, 13–14 – зона Уралтау, кварциты и сланцы докембрия и палеозоя (13), эклогит-глаукофансланцевый максютковский комплекс (14), 15 – Магнитогорская мегазона, ранне-среднепалеозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные надсубдукционные и рифтогенные комплексы, 16 – аллохтоны с офиолитами. Черным прямоугольником обозначено положение рис. 1 а. На обзорной географической схеме показано положение района рис. 1 в.



Рис. 2. Эклогиты по пиллоу-базальтам. Левый приток р. Мрязоурган.

метаморфических пород разных структурных элементов максютовского комплекса определен U—Pb-возраст акцессорного и детритового циркона. Исследования на приборе SHRIMP II производились во ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург).

Структура максютовского комплекса. В качестве полигона для исследований нами был выбран район сел Шубино, Карагай-Покровка в верхнем течении р. Губерля (рис. 1). В этом районе известно Шубинское месторождение титана, связанное с рутиловыми эклогитами. Нижний структурный уровень представлен в пакетах тектонических пластин и лежащих изоклинальных складок, которые сложены породами юмагузинской и карамалинской “серий” (тектонических единиц) [9, 13, 14]. В разрезе юмагузинской “серии” преобладают фенгит-глаукофановые кварцито-сланцы с метааркозами, метаграувакки, метавулканиды, а в разрезе карамалинской “серии” — графитистые кварциты, графитистые сланцы, метаграувакки, метавулканиды. Тектонические пластины и лежащие складки смяты в серию брахиморфных складок [9, 14]. В структуре присутствуют тектонические пластины, сложенные серпентинитовым меланжем, с блоками метагабброидов. Серпентиниты в основном преобразованы в тальковые сланцы, а метагабброиды представлены амфиболитами и гранатовыми амфиболитами. Верхний структурный уровень представлен фрагментами тектонического покрова, сложенного тектоническим микститом. В матриксе микстита преобладают кварциты,

кварцито-сланцы, фенгитовые сланцы, графитистые кварцито-сланцы, среди которых находятся тела эклогитов и кристаллических сланцев, образованных по магматическим породам.

Оценка Шубинского месторождения проводилась в 50-е и 70-е годы прошлого века. С учетом этих данных установлено, что основное рудное тело эклогитов составляет крылья лежащей изоклинальной складки, полого погружающейся на запад [15]. Мощность тела эклогитов до 70 м, при падении на запад 5–10°. По-видимому, это силл метагаббро, залегающий среди толщи графитовых кварцитов и слюдисто-кварцевых сланцев. В структуре присутствуют линзовидные тела гранат-глаукофановых и гранат-глаукофан-омфацитовых сланцев, образованных по вулканогенно-осадочным и вулканогенным породам основного и среднего состава. Локально распространены метагаббровые эклогиты с отчетливыми реликтами подушечного строения (рис. 2) и эклогиты по базальтовым лавобрекчиям с сохранившимися обломочными текстурами, а также линзы массивных метагабброидов мусковит-альбит-глаукофан-цоизит-гранатовых сланцев. Отмечаются конформные маломощные тектонические пластины тремолит-тальковых и тальковых метасоматитов, образованных по ультраосновным породам. Вблизи этих метасоматитов установлены изолированные выходы гранат-омфацитовых пород.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Эклогиты рудного тела представлены массивными породами, в которых наблюдаются полосы обогащенных омфацитом зон и линейные разнонаправленные скопления граната. Эндоконтактовые зоны тел эклогитов обогащены глаукофаном и фенгитом. Выделяются две основные группы эклогитов рудного тела, которые отличаются по минеральному и химическому составам (табл. 1).

В эклогитах 1-й группы внутренние части порфириобластов гранатов имеют состав $\text{Prp}_{17-22}\text{Alm}_{58-57}\text{Sps}_{1,4-1,6}\text{Adr}_{0,2-0,3}\text{Grs}_{22-20}$. Они

содержат большое количество включений кварца, глаукофана, рутила, апатита, цоизита, обрастающего алланит. Внешняя зона порфириобластов практически без включений. Ее состав $\text{Prp}_{24-26}\text{Alm}_{56-58}\text{Sps}_{1,8-2,0}\text{Adr}_{0-0,6}\text{Grs}_{18-14}$. Омфациит имеет состав $\text{Jd}_{33-36}\text{Aeg}_{29-31}$. По глаукофану в каймах развивается барруазит. По химическому составу породы соответствуют базальтам и андезит-базальтам толеитовой серии с $\text{TiO}_2 = 3.0-4.6\%$, до 5.6% ; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 9-13\%$; $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.3-1.7$; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 7-15$; $\text{FeO}^* = 0.9$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} = 9.9-15.6$; $F = \text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + 1,37\text{MgO}) = 0.6-0.8$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 7-10$. На диаграмме Th-Hf/3-Nb/16 точки

Таблица 1. Содержания петрогенных окислов (вес.%), редких и рассеянных элементов (г/т) в породах максютовского комплекса.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	49.68	54.25	52.36	52.01	49.07	46.96	47.98	47.24	54.27	54.62	53.73	47.56	46.05	49.63	60.73
TiO ₂	4.55	4.35	2.23	3.25	0.85	0.81	1.17	1.31	0.37	0.61	0.57	0.96	0.92	1.13	0.97
Al ₂ O ₃	9.041	8.07	11.29	10.44	18.68	15.59	17.35	10.74	12.03	10.61	10.93	20.68	21.69	23.79	16.00
Fe ₂ O ₃	7.64	8.14	6.75	6.34	3.05	3.58	5.75	6.15	2.93	3.17	3.76	5.21	5.20	3.28	3.23
FeO	4.32	2.57	5.5	8.83	4.66	6.89	4.57	7.55	2.81	3.29	2.88	3.33	2.65	5.13	3.39
MnO	0.11	0.11	0.16	0.16	0.08	0.13	0.15	0.09	0.29	0.36	0.23	0.10	0.10	0.13	0.09
MgO	6.78	4.91	5.56	6.74	5.90	6.42	2.90	5.33	5.17	8.16	8.31	3.53	4.11	2.95	3.89
CaO	13.07	13.89	10.89	6.61	7.37	9.99	10.99	11.29	13.66	13.22	13.77	11.08	11.99	2.37	2.55
Na ₂ O	2.37	2.16	2.726	2.73	3.39	3.45	3.86	4.22	6.63	5.10	5.20	3.08	2.35	2.42	1.41
K ₂ O	0.36	0.15	0.30	0.39	2.93	0.72	1.60	0.42	0.16	0.07	0.02	1.59	2.15	4.27	4.14
P ₂ O ₅	0.46	0.46	0.36	0.43	0.53	0.33	0.51	0.07	0.03	0.03	0.03	0.63	0.42	0.16	0.24
loi	1.25	0.53	1.54	1.66	2.63	4.2	3.12	5.46	1.43	0.4	0.26	1.88	2.08	4.66	2.98
Sum	99.63	99.58	99.65	99.59	99.14	99.08	99.94	99.87	99.77	99.64	99.65	99.63	99.71	99.93	99.63
Li	16.5	20.7	25.4	13.4	17.8	22.52	24.4	32.9	118.1	114	110	31.3	23.7	71.2	52.4
Be	1.2	1.1	0.82	1.2	0.46	0.78	1.1	0.42	5.2	5.0	4.5	0.85	1.1	2.9	2.0
Sc	25.5	28.6	48.8	36.2	30.4	39.35	26.1	24.9	18.2	20.9	14.7	21.6	22.0	32.5	23.6
V	485	472	516	463	183	270.16	375	368	460	476	437	253	306	201	147
Cr	165	175	102	123	448	292.20	73.1	57.2	60.6	126	76.7	40.5	31.5	103	112
Co	43.9	38	53.8	65.9	48.3	45.96	25.9	49.0	36.5	35.0	31.6	24.4	20.7	20.5	15.6
Ni	127	129	91.2	135	235	100.72	61.8	82.3	111	127	112	25.3	21.6	54.8	49.6
Cu	272	343	221	95.5	20.3	107.04	105	207	10.8	23.0	10.5	92.0	49.0	42.2	12.7
Zn	123	90.3	105	162	90.9	91.94	51.3	105	140	147	135	85.1	72.5	134	85.2
Ga	26.5	27.6	23.3	27.0	15.8	16.57	22.5	16.2	16.8	17.1	16.7	26.6	32.8	31.9	20.9

Окончание таблицы 1

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Rb	1.9	0.54	2.3	3.0	30.3	9.77	28.1	8.9	1.2	3.0	0.69	11.5	24.5	179	129
Sr	290	274	426	315	134	455.07	333	202	86	103	167	877	1197	406	340
Y	23.9	25.5	25	30	16.7	21.95	26.5	20.6	133	144	153	26.7	30.0	34.6	41.8
Zr	89.2	90.1	47.9	100	10.6	1.63	72.8	76.8	496	507	605	33.4	265	326	758
Nb	26.9	22.2	10.3	24.3	2	3.30	8.8	8.3	14.5	25.0	33.6	5.3	3.9	26.2	21.8
Mo	0.63	0.84	5.6	1.9	4.6	0.16	0.56	0.67	6.2	1.6	1.8	1.9	2.3	1.9	3.9
Cs	0.083	0.016	0.085	000	1.3	0.46	1.1	0.41	0.07	0.13	0.041	1.0	1.6	6.3	4.0
Ba	23	7.8	34.3	36.9	300	95.17	142	50.8	77.8	103	158	363	515	668	535
La	21.8	23.6	12.5	16.4	3	5.97	13.0	10.5	85.4	91.2	142	12.4	16.2	30.8	46.7
Ce	56.2	59.3	32.1	43.1	8.7	14.87	30.4	23.2	198	214	315	34.0	51.6	87.1	102
Pr	8.3	8.5	4.6	6.1	1.4	2.23	3.9	2.9	23.2	25.8	39.8	5.7	7.1	8.5	11.6
Nd	40.8	41	23.4	30.8	8.3	11.19	17.2	13.3	95.3	104	162	31.0	36.0	34.2	45.6
Sm	10.9	11.3	6.8	8.6	2.8	3.33	4.3	3.3	24.9	26.7	40.2	8.1	8.9	7.1	9.0
Eu	3.6	3.8	2.3	2.9	1	1.24	1.6	1.2	4.7	4.7	7.2	2.3	2.6	1.7	1.9
Gd	10.5	11.3	7.6	9.1	3.4	4.04	4.9	3.9	23	24.7	35.5	7.0	7.9	6.3	7.6
Tb	1.4	1.5	1.1	1.3	0.58	0.69	0.77	0.64	3.1	3.5	4.6	0.99	1.1	1.0	1.2
Dy	5.9	6.6	5.4	6.5	3.3	4.23	4.8	4.0	17.8	20.9	24.6	5.6	6.1	6.4	7.3
Ho	0.91	0.94	0.94	1.1	0.66	0.84	0.99	0.81	4.4	4.8	5.1	1.1	1.1	1.3	1.4
Er	2.1	2.1	2.4	2.8	1.8	2.29	2.9	2.2	18	16.9	18.4	2.5	2.8	3.5	4.2
Tm	0.26	0.26	0.33	000	0.26	0.31	0.43	0.33	3.4	3.1	3.7	0.35	0.37	0.53	0.64
Yb	1.5	1.4	2.1	2.1	1.6	1.87	3.1	2.2	24.8	24.1	31.3	2.1	2.2	3.8	4.5
Lu	0.22	0.2	0.3	0.3	0.23	0.25	0.46	0.33	3.8	3.6	4.8	0.26	0.27	0.58	0.67
Hf	2.6	2.6	1.5	3.0	0.48	0.14	2.0	1.9	17.7	18.7	22.1	1.2	6.4	9.1	19.1
Ta	1.8	1.4	0.64	1.5	0.12	0.22	0.60	0.57	3.4	4.0	4.9	0.18	0.17	1.6	1.4
Pb	2.6	3	2	3.7	2.4	11.48	4.5	2.6	9.7	8.9	12.9	7.6	8.5	24.1	19.2
Th	1.7	1.7	1.1	1.3	0.18	0.40	1.2	0.99	34.6	28.8	41.9	0.43	0.85	13.9	16.1
U	0.58	0.6	0.34	0.3	0.17	0.15	1.2	0.78	17.2	16.6	25.5	0.24	0.39	4.4	1.7

Номера проб и район их отбора: 1–8 – эколгиты, Шубинское месторождение (1–6), р. Мрязоурган, эколгиты с подушечной отдельностью (7–8): 1 – p289/1; 2 – p289/3; 3 – p291/2; 4–1433Б; 5–293/1; 6 – p20102; 7–2104; 8–2104/1; 9–11 – гранатомфацитовые породы, Шубино: 9 – p299; 10–2133А; 11–2133Б; 12–13 – сланцы мусковит-альбит-глаукофан-цоизит-гранатовые, Шубино: 13 – p295, 13–2134; 14 – амфибол-альбитовые сланцы, р. Мрязоурган (2128); 15 – мусковит-амфибол-альбитовые сланцы, р. Губерля (2135).

составов находятся в поле внутриплитных базальтов.

В эколгитах 2-й группы внутренние части порфировластов гранатов имеют состав

$\text{Prp}_{0,6-1,8}\text{Alm}_{21-55}\text{Sps}_{50-34}\text{Adr}_{0,5-1,0}\text{GrS}_{27-37}$. Они содержат большое количество включений кварца, глаукофана, рутила, апатита, цоизита. Внешняя зона порфировластов



Рис. 3. Катодо-люминесцентные микрофотографии кристаллов акцессорного циркона из проб 1433, 2133, p295, 2135, 2128. Номера точек соответствуют номерам анализов в табл. 2.

практически без включений. Ее состав $\text{Prp}_{9-11}\text{Alm}_{52-56}\text{Sp}_{5,9-4,3}\text{Adr}_{0,9-0,8}\text{Grs}_{32-28}$. Омфакит имеет состав $\text{Jd}_{38-42}\text{Aeg}_{0,6-6,6}$. Породы по составу отвечают базальтам-трахиандезибазальтам известково-щелочной серии с $\text{TiO}_2 = 0.9-2.1\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 18.7-20.7\%$; $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.2-0.6$; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.2-4.7$; $\text{FeO}^* = 7.4-13.9$; $\text{F} = 0.5-0.6$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 1.3-4.2$. На диаграмме $\text{Th}-\text{Hf}/3-\text{Nb}/16$ точки находятся в поле E-MORB.

Пиковые параметры метаморфизма для высокотитанистых эклогитов составляют $T > 800-910^\circ\text{C}$, $P \sim 2.5-3.5$ ГПа [16], а согласно [12], $T \sim 998-1047^\circ\text{C}$,

$P \geq 3.2-3.5$ ГПа. Нами предварительно определены пиковые PT -параметры метаморфизма в эклогитах 1-й группы ($T \sim 850-950^\circ\text{C}$, $P \sim 2-2.5$ ГПа) при помощи комбинации $\text{Grt}-\text{Cpx}$ -геотермобарометра [17] и геотермометра Ti в кварце [18].

Из эклогитов 1-й группы, отобранных в точке 1433(p289), с координатами $51^\circ 40' 39.4''$ с.ш., $57^\circ 55' 46.6''$ в.д., были выделены малочисленные кристаллы циркона с различной морфологией и структурой. Преобладают кристаллы неправильной сглаженной формы с корродированными поверхностями. На CL-изображениях

Таблица 2. Результаты U-Pb (SHRIMP-II) изотопных исследований циркона.

№№ анализа	²⁰⁶ Pb _c , %	Содержания, мкг/г			²³² Th/ ²³⁸ U	Изотопные отношения			Rho	Возраст ± млн л.	
		²⁰⁶ Pb*	U	Th		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a ±%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U, ±%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U, ±%		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (1)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (2)
Эклогиты, проба 1433											
1.1	0.00	1.39	26	0	0.01	0.057±5.7	0.491±6.1	0.063±2.1	0.3	392.9±8	477±130
2	0.80	1.48	29	0	0.01	0.053±9.9	0.431±10	0.059±2	0.2	371.9±7.3	316±230
3.1	1.71	0.71	13	0	0.01	0.053±19	0.457±19	0.062±3.1	0.2	387±12	349±430
4.1	0.34	3.56	67	1	0.02	0.054±5	0.46±5.1	0.062±1.3	0.3	386.6±4.9	368±110
8	1.33	0.622	12	0	0.01	0.050±16	0.41±17	0.06±3.1	0.2	375±11	179±380
9.1	0.45	2.42	46	1	0.01	0.056±5.9	0.462±6.2	0.060±1.8	0.3	377.4±6.6	435±130
10	0.26	3.96	75	1	0.01	0.053±4.2	0.448±4.4	0.061±1.2	0.3	382.4±4.5	334±96
1.2	0.87	1.88	34	0	0.01	0.051±10	0.443±10	0.063±1.6	0.2	395.7±6.1	229±230
3.2	2.45	0.454	9	0	0.01	0.054±24	0.440±25	0.059±3.1	0.1	371±11	360±550
4.2	0.78	2.4	43	1	0.02	0.054±8.2	0.473±8.3	0.064±1.4	0.2	398.6±5.3	359±180
9.2	0.59	2.54	48	1	0.01	0.054±6.9	0.451±7.1	0.061±1.3	0.2	382.5±4.6	352±160
5	0.32	11.3	85	44	0.53	0.068±2.6	1.427±2.8	0.153±0.9	0.3	919.1±7.9	854±55
6	0.12	50.3	394	124	0.32	0.069±1	1.414±1.1	0.148±0.5	0.4	891.6±3.8	902±21
7	0.12	25.3	197	120	0.63	0.069±1.4	1.417±1.5	0.149±0.6	0.4	897.3±5.2	894±28
Сланцы мусковит-альбит-глаукофан-цоизит-гранатовые, проба P295											
6	0.04	27.2	306	251	0.85	0.061±1.1	0.876±2	0.104±1.6	0.8	635.0±9.8	652±24
4	0.00	8.74	98	75	0.79	0.061±1.9	0.866±2.3	0.104±1.3	0.5	636.3±7.6	622±42
9	0.04	29.6	328	345	1.09	0.060±1.1	0.866±1.6	0.105±1.1	0.7	641.9±6.8	602±24
13	0.00	3.8	42	32	0.78	0.061±2.9	0.885±3.3	0.105±1.6	0.5	643.0±10.0	646±62
5	0.06	29.3	325	213	0.68	0.061±1.1	0.879±1.6	0.105±1.1	0.7	643.0±6.6	632±25
2	0.11	10.6	118	107	0.94	0.060±1.9	0.874±2.3	0.105±1.3	0.5	643.4±7.8	619±42
11	0.19	15.5	171	74	0.44	0.062±1.9	0.898±2.2	0.105±1.2	0.5	644.6±7.1	673±41
12	0.09	27.6	304	210	0.71	0.062±1.3	0.897±1.7	0.105±1.1	0.7	646.0±6.7	666±27
10	0.37	6.49	71	96	1.40	0.062±3.6	0.902±3.8	0.105±1.3	0.4	646.1±8.3	677±77
14	0.10	19.6	215	156	0.75	0.061±1.8	0.884±2.2	0.106±1.1	0.5	647.4±6.9	629±40
20	0.00	31.3	344	345	1.04	0.062±1.0	0.897±1.4	0.106±1.1	0.7	648.3±6.6	657±21
3	0.29	3.85	42	23	0.57	0.060±3.8	0.882±4.1	0.106±1.5	0.4	649.2±9.4	617±83
21	0.03	33.1	363	326	0.93	0.061±1.0	0.895±1.5	0.106±1.1	0.7	649.6±6.8	648±21
1	0.04	26.9	295	207	0.69	0.062±1.1	0.9±1.6	0.106±1.1	0.7	650.4±6.8	656±24
7	0.00	6.59	72	48	1.01	0.061±2.2	0.9±2.6	0.106±1.3	0.5	651.4±8.2	654±48
8	0.03	41.5	452	442	0.62	0.061±0.9	0.898±1.4	0.107±1.1	0.8	654.6±6.6	636±19
17	0.00	2.4	26	16	1.09	0.063±3.5	0.927±3.9	0.107±1.7	0.4	655.0±11.0	703±75
16	0.22	4.96	54	57	0.30	0.062±3.2	0.912±3.4	0.107±1.4	0.4	657.3±8.8	660±66
15	0.37	3.07	33	10	0.74	0.0632±4.1	0.938±4.6	0.108±1.6	0.4	658.0±10.0	717±91
19	0.04	26.9	291	209	0.72	0.0612±1.1	0.91±1.6	0.108±1.1	0.7	658.3±6.8	654±24

Окончание таблицы 2

№№ анализа	²⁰⁶ Pb _c , %	Содержания, мкг/г			²³² Th/ ²³⁸ U	Изотопные отношения			Rho	Возраст ± млн л.	
		²⁰⁶ Pb*	U	Th		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a ±%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U, ±%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U, ±%		⁽¹⁾ ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	⁽²⁾ ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
Гранат-омфацитовая порода, проба 2133											
4	0.03	51.8	1006	6	0.01	0.054±1.4	0.449±2.1	0.060±1.6	1.6	376±6	383±32
3	0.46	17.8	345	24	0.07	0.056±3.8	0.462±4.4	0.060±2.2	2.2	377±8	440±84
1	0.12	39.6	761	4	0.01	0.055±1.8	0.460±1.9	0.061±0.6	0.6	380±2	412±40
5	0.04	40.4	775	12	0.02	0.055±1.6	0.456±2.0	0.061±1.2	1.2	380±4	394±35
8	0.38	17.1	248	220	0.92	0.058±3.6	0.635±3.8	0.080±1.4	1.4	496±7	514±78
6	0.06	25.1	363	94	0.27	0.056±2.1	0.619±2.2	0.080±0.7	0.7	499±3	445±46
7	0.03	92.2	1315	351	0.28	0.057±1.0	0.643±1.4	0.082±0.9	0.9	506±4	498±23
2	0.05	30.6	397	221	0.57	0.058±1.8	0.719±1.9	0.090±0.7	0.7	554±4	532±40
Мусковит-амфибол-альбитовые сланцы, проба 2135											
1	0.30	0.64	208	128	0.64	0.058±2.7	0.707±2.9	0.089±1.2	0.4	547.9±6.2	523±59
2	0.30	0.51	153	75	0.51	0.059±3	0.722±3.3	0.089±1.3	0.4	551.7±6.6	551±66
3	0.26	0.62	146	87	0.62	0.058±2.3	0.717±2.5	0.090±1.1	0.4	555.9±6	521±50
4	0.53	0.73	162	114	0.73	0.060±2.6	0.733±2.8	0.0895±1.1	0.4	549.9±5.9	593±55
5	0.29	0.60	185	108	0.60	0.058±2.2	0.701±2.4	0.088±1.1	0.5	541±5.7	532±48
6	0.18	0.61	111	66	0.61	0.058±2.4	0.706±2.7	0.089±1.2	0.4	548.9±6.3	515±54
7	1.02	0.62	475	285	0.62	0.060±2.2	0.697±2.5	0.086±1	0.4	529.6±5.1	570±49
8	0.47	0.96	92	86	0.96	0.058±3.6	0.716±3.8	0.089±1.3	0.3	550.1±6.7	542±78
9	0.24	0.60	159	93	0.60	0.060±2.4	0.749±2.7	0.091±1.1	0.4	560.7±6.1	597±52
10	0.35	0.53	297	153	0.53	0.058±1.9	0.709±2.2	0.088±1.1	0.5	543.5±5.5	546±43
11	0.16	0.61	178	104	0.61	0.058±2.2	0.694±2.5	0.087±1.1	0.5	539.4±5.9	518±49
Амфибол-альбитовые сланцы, проба 2128											
1	0.15	9.24	118	93	0.81	0.059±2.9	0.74±3.0	0.091±1.0	0.3	561±5	582±62
6	0.21	7.38	94	42	0.46	0.060±3.6	0.76±3.7	0.091±1.0	0.3	562±5	620±77
3	0.23	33.1	422	117	0.29	0.060±1.6	0.75±1.7	0.091±0.6	0.4	564±3	590±35
7	0.18	47.8	605	91	0.15	0.058±1.4	0.74±1.5	0.092±0.6	0.4	567±3	537±30
8	0.33	5.18	65	29	0.45	0.062±5.0	0.79±5.2	0.092±1.2	0.2	568±7	678±107
2	0.13	11	139	62	0.46	0.060±2.7	0.77±2.8	0.092±0.9	0.3	568±5	619±58
4	0.00	13.3	167	145	0.89	0.059±3.4	0.76±3.5	0.092±0.9	0.2	570±5	578±73
5	0.57	11.4	143	149	1.08	0.057±3.7	0.73±3.8	0.093±0.9	0.2	573±5	495±81

Погрешности приведены для интервала 1 σ . Pb_c и Pb^* – обыкновенная и радиогенная составляющие соответственно. Ошибка калибровки стандарта для пробы 2128 составляла 0.18%, для пробы – 2135 0.33%, для пробы 2133–0.20%, для пробы p295–0.35%, для пробы 1433–0.31%. Rho – коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

кристаллы имеют пятнистую серую окраску, типичную для метаморфического циркона (рис. 3). В них $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.01\text{--}0.02$. В подчиненном

количестве присутствуют цирконы такой же морфологии, но с осцилляторной зональностью и с $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.32\text{--}0.63$.

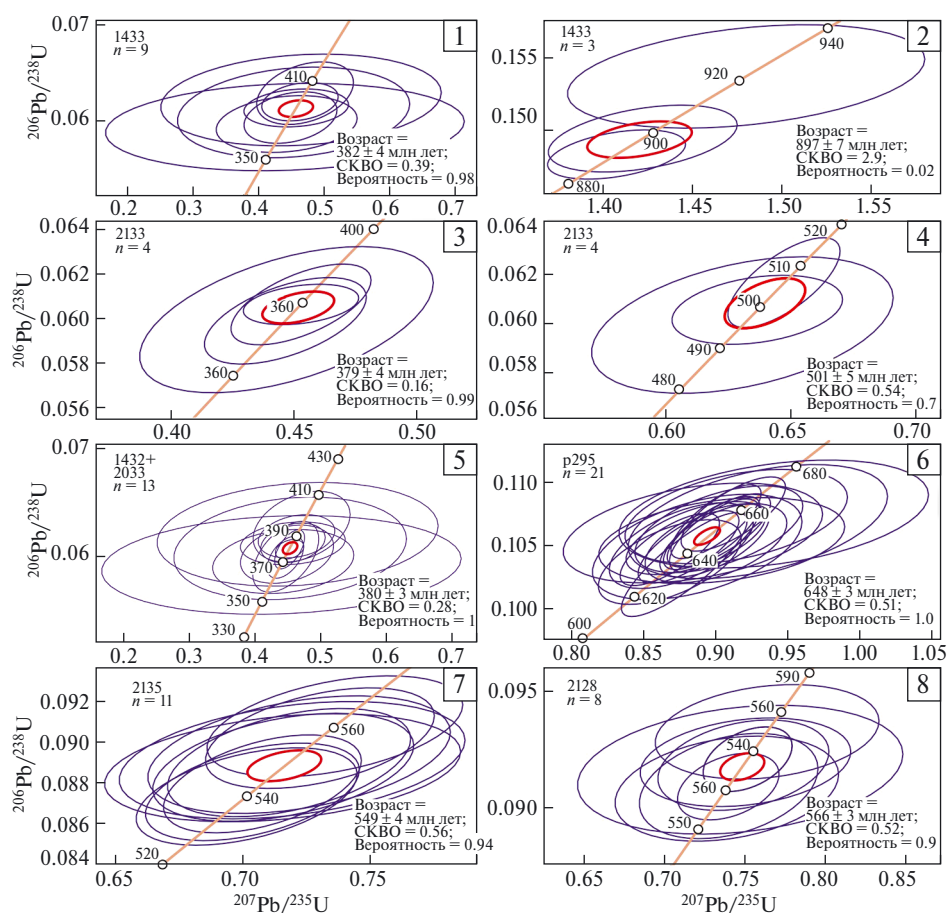


Рис. 4. Диаграммы с конкордией для циркона пород максютовского комплекса. 1–2 – проба 1433, эклогиты Шубинского месторождения, метаморфический циркон (1), магматический циркон (2); 3–4 – проба 2133 – гранат-омфацитовые породы, метаморфический циркон (3), магматический циркон (4); 5 – пробы 1433 и 2133 совмещенные, метаморфический циркон; 6 – проба p295, мусковит-альбит-глаукофан-цоизит-гранатовые сланцы; 7 – проба 2135, мусковит-амфибол-альбитовые сланцы; 8 – проба 2128, амфибол-альбитовые сланцы.

По 9 точкам в метаморфическом цирконе получено значение 382 ± 4 млн лет (СКВО = 0.39, вероятность = 0.98), которое определяет возраст метаморфизма (рис. 4). По трем точкам из магматического циркона получено значение 897 ± 7 млн лет, СКВО = 2.9, вероятность = 0.02 (более корректное значение по двум точкам 893 ± 6 млн лет, СКВО = 0.42, вероятность = 0.66). Имея в виду данные предшественников [12], можно предположить, что эти кристаллы представляют ксеногенную популяцию.

Гранат-омфацитовые породы вскрыты из-под кайнозойского чехла расчисткой на площади 3×6 м и опробованы в точке 2133 (p299) с координатами $51^\circ 41' 08.6''$ с.ш., $57^\circ 56' 30.8''$ в.д. Порода представлена мелкозернистым гранобластовым матриксом

омфацита и редкими (10%) порфиروбластами граната. В порфиробластах граната внешние зоны имеют состав $\text{Prp}_{7-10}\text{Alm}_{32-54}\text{Sps}_{4-8}\text{Adr}_{1-2}\text{Grs}_{29-33}$, а внутренние $\text{Prp}_{1-2}\text{Alm}_{41-54}\text{Sps}_{21-37}\text{Adr}_{1-2}\text{Grs}_{29-34}$. Состав пироксенов $\text{Jd}_{41-46}\text{Aeg}_{4-6}$. Породы по составу отвечают андезибазальтам известково-щелочной серии с $\text{TiO}_2 = 0.4-0.6\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10.6-20.7\%$; $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.14-1.26$; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 41.9-222.3$. $\text{FeO}^* = 5.4-6.3$; $F = 0.2-0.3$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 2.3-3.1$. В породе повышенные содержания Zr – до 605 г/т, $\Sigma\text{PЗЭ} = 681-1384$ г/т; Th – 28.8–41.9 г/т; U – 16.6–25.5 г/т. На диаграмме Th–Hf/3–Nb/16 точки составов находятся в поле островодужных базальтов.

Выделенные из гранат-омфацитовых пород кристаллы циркона коротко- и длиннопризматические,

корродированные, с отчетливой зональностью. В ядрах, которые на оптических изображениях мутные и содержат многочисленные включения, на CL-фотографиях присутствуют реликты осцилляторной зональности. Каймы практически не содержат включения, а на CL-фотографиях имеют однородную серую окраску. Каймы отличаются низкими значениями $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.01\text{--}0.07$, по сравнению с ядрами, где $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.19\text{--}0.92$. В каймах содержания $\text{Th} = 4\text{--}24$ г/т, тогда как в ядрах $39\text{--}302$ г/т. По 4 точкам в каймах определен возраст метаморфизма 378 ± 3 млн лет, $\text{СКВО} = 0.16$, вероятность = 0.99. В 7 точках в ядрах, которые характеризуют магматический протолит и его изменения, возраст варьирует в диапазоне $494 \pm 9\text{--}554 \pm 4$ млн лет. При этом по трем точкам возраст 501 ± 5 млн лет, $\text{СКВО} = 0.54$, вероятность = 0.7. Одна точка представлена ксеногенным цирконом с возрастом 554 ± 4 млн лет.

Мусковит-альбит-глаукофан-цзоизит-гранатовые сланцы обнажаются среди кайнозойского чехла в русле ручья на площади 16×15 м восточнее рудного тела. Крупнокристаллические массивные сланцы имеют лепидо-немато-гранобластовую структуру с примерно равным содержанием основных минералов. Кристаллы цзоизита во внутренних частях замещаются алланитом. В порфиروбластиках гранатов внешние зоны имеют состав $\text{Prp}_{14\text{--}20}\text{Alm}_{50\text{--}53}\text{Sps}_0\text{Adr}_0\text{Grs}_{30\text{--}32}$, а внутренние $\text{Prp}_{2\text{--}5}\text{Alm}_{37\text{--}54}\text{Sps}_{14\text{--}19}\text{Adr}_0\text{Grs}_{39\text{--}41}$. Сланцы по составу отвечают базальтам известково-щелочной серии, у которых $\text{TiO}_2 = 0.9\text{--}1.0\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 20.7\text{--}21.7\%$; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.1\text{--}1.9$; $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.54\text{--}0.55$; $\text{FeO}^* = 8.2\text{--}7.3$; $F = 0.62\text{--}0.36$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 3.99\text{--}5.63$. На диаграмме $\text{Th}\text{--}\text{Hf}/3\text{--}\text{Nb}/16$ соответствуют E-MORB и островодужным базальтам. В точке p295 с координатами $51^\circ 40' 24.8''$ с.ш., $57^\circ 57' 01.3''$ в.д. из сланцев выделены многочисленные кристаллы циркона с близкими к изометричной формами, со сглаженными кристаллографическими очертаниями, в которых присутствуют светлые каймы, и темные ядра. Как в каймах, так и в ядрах наблюдается осцилляторная зональность. В каймах отмечаются структуры песочных часов. В ядрах и в каймах $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.3\text{--}1.4$, но при этом в ядрах содержания (г/т) $\text{U} = 171\text{--}452$, $\text{Th} = 74\text{--}442$, а в каймах $\text{U} = 26\text{--}118$, $\text{Th} = 10\text{--}107$. По 10 точкам в каймах получено значение возраста 648 ± 5 млн лет, а по 11 точкам в ядрах 648 ± 4 млн лет. Как ядра, так и каймы характеризуют эволюцию магматического расплава. Интегральный возраст циркона по 21 точке 648 ± 3 млн лет, $\text{СКВО} = 0.51$, вероятность = 1.

Мусковит-амфибол-альбитовые сланцы обнажаются вблизи ядра антиформы на левом берегу р. Губерля. Они слагают горизонты в толще переслаивающихся фенгит-кварцевых сланцев и кварцитов карамалинской «серии». В породе содержится до 30% частично хлоритизированной зеленой роговой обманки, 5% мусковита и 65% альбита. Сланцы образованы, вероятно, по туфам, состав их отвечает высококалиевым андезидитам известково-щелочной серии с $\text{TiO}_2 = 0.97\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16.0\%$; $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.2$; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.3$; $\text{FeO}^* = 6.3$; $F = 0.5$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 6.9$. На диаграмме $\text{Th}\text{--}\text{Hf}/3\text{--}\text{Nb}/16$ точки сланцев находятся в поле островодужных пород. Сланцы имеют редкометалльную геохимическую специализацию (табл. 1). В точке 2135 с координатами $51^\circ 37' 49''$ с.ш., $57^\circ 56' 05''$ в.д., отобрана проба крупнокристаллических сланцев, из которых выделены кристаллы акцессорного циркона идиоморфной коротко- и длиннопризматической формы с осцилляторной зональностью. По 11 кристаллам получено конкордантное значение возраста 549 ± 4 млн лет, $\text{СКВО} = 0.56$, вероятность = 0.94. Ксеногенная популяция представлена зернами с неопротерозойскими и палеопротерозойскими значениями возраста.

Амфибол-альбитовые сланцы обнажены на левобережье р. Мрязоурган и располагаются среди кварцитов и кварцито-сланцев юмагузинской «серии» структурно ниже углеродистых кварцитов и глаукофан-фенгит-альбитовых сланцев карамалинской «серии». Породы крупнокристаллические. Есть вероятность того, что сланцы образованы по плутонической породе. Сланцы по составу отвечают трахибазальтам шошонитовой серии с $\text{TiO}_2 = 1.13\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 23.8\%$; $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.1$; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.6$; $\text{FeO}^* = 8.1$; $F = 0.67$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 5.5$. На диаграмме $\text{Th}\text{--}\text{Hf}/3\text{--}\text{Nb}/16$ точки сланцев находятся в поле островодужных пород. Из амфибол-альбитовых сланцев, отобранных в точке 2128 с координатами $51^\circ 37' 02.4''$ с.ш., $58^\circ 00' 38.6''$ в.д. выделены идиоморфные кристаллы циркона коротко- и длиннопризматической формы с осцилляторной зональностью. По 8 кристаллам определен конкордантный возраст 566 ± 3 млн лет, $\text{СКВО} = 0.52$, вероятность = 0.94. В пробе присутствуют три ксеногенных зерна циркона палеопротерозойского возраста ($1676\text{--}1796$ млн лет).

На этом же участке распространения карамалинской «серии» присутствуют пачки *фенгит-глаукофан-кварц-цзоизит-гранатовых сланцев*, которые образованы, вероятно, по граувакковым песчаникам или по вулканогенно-осадочным породам. Из пробы № 213, отобранной в точке

с координатами $51^{\circ}37'52.1''$ с.ш., $58^{\circ}01'03.80''$ в.д. на р. Мрязоурган, выделены кристаллы циркона с возрастaми от 496 ± 8 до 663 ± 13 млн лет. Они группируются в пять популяций. Все зерна идиоморфные, часто длиннопризматические. Одна популяция по 3 зернам имеет возраст 496 ± 5 млн лет, СКВО = 0.013, вероятность = 1, одно зерно 507 ± 7 млн лет. По трем зернам возраст 526 ± 6 млн лет, СКВО = 0.02, вероятность = 1. По двум зернам возраст 558 ± 7 млн лет, СКВО = 0.0016, вероятность = 0.97. Древняя популяция ($n = 4$) имеет возраст 651 ± 6 млн лет, СКВО = 0.95, вероятность = 0.46.

Ранее в этом районе из пробы *аркозовых метавелитов* карамалинской “серии” на р. Аптулла выделен детритовый циркон [9] (рис. 1). Преобладает популяция кристаллов с возрастaми в интервале 517–589 млн лет с выраженным на кривой плотности вероятности максимумом 543 млн лет. Отдельные зерна имеют палеопротерозойские, мезопротерозойские и неоархейские возрастa.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

По двум пробам Шубинского участка получены значения возрастa метаморфизма 382 ± 4 (проба 1433 из эклогитов) и 378 ± 3 (проба 2133 из гранат-омфацитовых пород) млн лет. Интегральный возраст по двум этим пробам 380 ± 3 млн лет ($n = 13$, СКВО = 0.37, вероятность = 1). Это значение согласуется с данными о возрастe метаморфизма максютовского комплекса других авторов [1 и ссылки там; 2; 3].

Возраст протолита наиболее уверенно определен для metabазитовых мусковит-альбит-глаукофан-цоизит-гранатовых сланцев (проба p295). Значения 648 ± 3 млн лет близки к ранее установленному Sm–Nd-изохронному возрастe эклогитов 650 ± 15 млн лет [19]. Возрастa магматического циркона в интервале 655–695 млн лет установлены для гранат-фенгит-глаукофановых сланцев Ташлинского блока максютовского комплекса [16]. Популяция детритовых цирконов с возрастeм 651 ± 6 млн лет присутствует в пробе 213 из метаграувакк карамалинской “серии” исследованного участка. Магматические комплексы близкого возрастa известны в Башкирском антиклинории ([20] и ссылки там) и в зоне Уралтау ([21] и ссылки там). Популяции детритового циркона с возрастeм около 650 млн лет представлены в терригенных толщах ордовика разных структурных зон Урала [11].

Для магматического циркона из эклогитов пробы 1433 нами получен возраст 893 ± 6 млн

лет. Скорее всего, это ксеногенный циркон. По результатам U–Pb-исследований циркона эклогитов Шубинского месторождения ранее была выделена популяция циркона с возрастeм 561 ± 10 млн лет [12]. В этой популяции видна осцилляторная зональность, а $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0,49\text{--}0,72$. Мы предполагаем, что именно эта популяция характеризует магматический протолит эклогитов.

Возраст циркона из пробы 2135 сланцев карамалинской “серии” – 549 ± 4 млн лет характеризуют вулканогенный протолит сланцев, которые по составу отвечают высококалийным андезидацитам известково-щелочной серии. Возраст циркона из пробы 2128 крупнокристаллических амфибол-альбитовых сланцев, которые по составу отвечают трахибазальтам шошонитовой серии, 566 ± 3 млн лет. Сланцы находятся среди кварцито-сланцев и кварцитов юагузинской “серии”. Учитывая текстурные особенности сланцев, мы не исключаем, что они образованы по плутоническим породам.

Возрасты циркона в диапазоне 543–590 млн лет типичны для вендского вулкан-плутонического комплекса на юге зоны Уралтау, который представляет фрагмент активной континентальной окраины [10; 11]. Вендская (эдиакарская) популяция детритового циркона с положительными значениями $\epsilon\text{Hf}(t)$, типичными для цирконов, образованных в ювенильной коре, широко проявлена в ордовикских терригенных породах всех структурных зон Урала [11]. Возрастa вендского и кембрийского диапазона ярко представлены в метатерригенных кварцито-сланцах максютовского комплекса [8, 9], в т.ч. на юге изученного участка (рис. 1 Г).

Наиболее молодой возраст протолита представлен в гранат-омфацитовых породах и по единичным зернам оценен, как 501 ± 5 млн лет, что соответствует среднему кембрию. Популяция детритового циркона с возрастeм 496 ± 5 млн лет, соответствующим границе среднего и позднего кембрия, установлена в метаграувакках (?) пробы 213. Уровень с метаграувакками, по-видимому, является стратиграфическим аналогом кидрясовской свиты нижнего ордовика. Магматические комплексы с возрастeм в диапазоне $496 \pm 5\text{--}501 \pm 5$ млн лет на Южном Урале не установлены.

Юагузинская, карамалинская и другие “свиты”, или “серии”, выделяемые в составе максютовского комплекса, не являются стратиграфическими подразделениями, а представляют тектонические единицы [8, 9, 13, 22]. Результаты проведенных исследований, а также исследований [8, 9] позволяют сделать вывод о том, что

тектонические единицы — это тектонические покровы, в структуре которых находятся фрагменты разнофациальных неопротерозойских, раннепалеозойских и, возможно, силурийских толщ.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 20-05-00308, в рамках госзадания ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис. 2010. 280 с.
2. Leech M.L., Willingshofer E. Thermal modeling of the UHP Maksyutov Complex in the south Urals // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. 226. P. 85–99.
3. Beane R.J., Connolly J.N. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U–Pb, and Sm–Nd constraints on the timing of metamorphic events in the Maksyutov complex southern Ural mountains // *J. Geol. Soc. (Lond.)*. 2000. 157. P. 811–822.
4. Лепезин Г.Г., Травин А.В., Юдин Д.С. и др. Возраст и термическая история максютовского метаморфического комплекса (по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным) // *Петрология*, 2006. Т. 14. № 1. С. 109–125.
5. Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. Жадеит-гроссуляровый эклогит максютовского комплекса, Южный Урал // *Литосфера*. 2013. № 4. С. 50–61.
6. Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. UHPM эклогит максютовского комплекса (Южный Урал) // *ДАН*. 2015. Т. 461. № 3. С. 316–321.
7. Glodny J., Bingen B., Austrheim H. et al. Precise eclogitization ages deduced from Rb/Sr mineral systematics: the Maksyutov complex, Southern Urals, Russia // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2002. V. 66 (7). P. 1221–1235.
8. Голионко Б.Г., Рязанцев А.В., Дегтярев К.Е. и др. Палеозойский возраст метатерригенных толщ максютовского метаморфического комплекса на Южном Урале по результатам U–Pb датирования зерен обломочного циркона // *ДАН*. 2020. Т. 493. № 2. С. 11–17. DOI: 10.31857/S2686739720080071
9. Голионко Б.Г., Рязанцев А.В., Каныгина Н.А. Строевание и геодинамическая эволюция максютовского метаморфического комплекса (Южный Урал) по данным структурного анализа и результатам U–Pb датирования зерен обломочного циркона // *Геотектоника*. 2021. № 6. С. 21–49. DOI: 10.31857/S0016853X21060035
10. Рязанцев А.В. Вендский надсубдукционный магматизм на Южном Урале // *ДАН*. 2018. Т. 482. № 3. С. 33–316.
11. Рязанцев А.В., Кузнецов Н.Б., Дегтярев К.Е. и др. Реконструкция венд-кембрийской активной континентальной окраины на Южном Урале по результатам изучения детритовых цирконов из ордовикских терригенных пород // *Геотектоника*. 2019. № 4. С. 43–59.
12. Краснобаев А.А., Вализер П.М., Анфилов В.Н. и др. Цирконология рутиловых эклогитов максютовского комплекса (Южный Урал) // *ДАН*. 2017. Т. 477. № 3. С. 342–346.
13. Самыгин С.Г., Милеев В.С., Голионко Б.Г. Зона Уралтау: геодинамическая природа и структурная эволюция. В кн.: *Очерки по региональной тектонике*. Т. 1. Южный Урал. / под ред. С.В. Руженцева, К.Е. Дегтярева. М.: Наука, 2005. С. 9–35.
14. Голионко Б.Г., Рязанцев А.В. Складчатые структуры юго-восточной и западной вергентности максютовского метаморфического комплекса Южного Урала // *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*, 2020. Т. 65. Вып. 3. С. 506–527. DOI: 10.21638/spbu07.2020.306.
15. Lennykh V.I., Valiser P.M. High-pressure metamorphic rocks of the Maksutov complex. In: *4th International Field Symposium Guide*. / Ed. by V.A. Koroteev (Novosibirsk: Inst. Geol. Mineral. SB RAS, 1999). P. 64.
16. Федькин В.В. Четыре эпизода термальной эволюции эклогитов максютовского комплекса (Южный Урал) // *Геология и геофизика*. 2020. Т. 61 (5–6). С. 666–684.
17. Ravna E. The garnet-clinopyroxene Fe²⁺-Mg geothermometer: An updated calibration // *Journal of Metamorphic Geology*. 2000. V. 18(2). P. 211–219.
18. Thomas J.B., Bruce Watson E., Spear F. et al. Titanite under pressure: the effect of pressure and temperature on the solubility of Ti in quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2010. 160. P. 743–759.
19. Дук Г.Г. Глаукофансланцевые, глаукофан-зеленосланцевые и офиолитовые комплексы Урало-Монгольского складчатого пояса. СПб.: ИГД РАН, 1995. 272 с.
20. Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. и др. Гранитоидный магматизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы (Южный Урал) // *Литосфера*. 2006. № 3. С. 3–28.
21. Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. U–Pb (SHRIMP)-возраст цирконов гранитов и субстрата Мазаринского массива (Южный Урал) // *ДАН*. 2015. Т. 463. № 2. С. 206–212.
22. Вализер П.М., Ленных В.И. Амфиболы голубых сланцев Урала. М.: Наука, 1988. 202 с.

**NEOPROTEROZOIC AND CAMBRIAN PROTOLITH
OF THE METAMAGMATIC ROCKS OF THE MAKSYUTOVO
METAMORPHIC COMPLEX IN THE SOUTHERN URALS:
RESULTS OF U-Th-Pb (SIMS) DATING OF ACCESSORY ZIRCON**

A. V. Ryazantsev^{a, #}, B. G. Golionko^a, A. V. Skoblenko^a, A. A. Razumovskiy^a, S. N. Sobolev^b

Presented by Academician of the RAS M.A. Fedonkin July 12, 2023

^a*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: avryazan51@mail.ru*

The U-Pb-age of the accessory zircon of the metamorphic rocks magmatic protolith of the UHP Maksyutovo complex was determined (U-Th-Pb by the SIMS (SHRIMP II) method).

The protolith age was most confidently determined for metabasite shales in two samples (648 ± 3 and 566 ± 3 Ma). The age of zircon from shales, the chemical composition of which corresponds to andesidacites— is 549 ± 4 Ma. The age of the protolith of garnet-omphacite metabasite rocks is 501 ± 5 Ma. Two crystals of magmatic zircon with an age of 893 ± 6 Ma, representing a xenogenic population, were separated from eclogites. The age value of 561 ± 10 Ma for the protolith of eclogites, according to the data of the previous researchers, is assumed. Magmatic complexes with an age close to the range of the obtained values of the age of the protolith (549–648 Ma) are known in the Uraltau zone and represent fragments of the volcanic-plutonic belt of the active continental margin. The integral age of the metamorphism of the Maksyutovo complex from two samples of this area is 380 ± 3 Ma.

Keywords: UHP Maksyutovo complex, Southern Urals, magmatic protolith, Vend, Ediacaran, Neoproterozoic, Cambrian, U-Pb-age of the accessory zircon, SHRIMP II