

ЖАДЕИТ-ГРОССУЛЯРОВЫЙ ЭКЛОГИТ МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА, ЮЖНЫЙ УРАЛ

© 2013 г. П. М. Вализер*, А. А. Краснобаев**, А. И. Русин**

*Ильменский государственный заповедник УрО РАН
456317, г. Миасс, Челябинская обл.

**Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, пер. Почтовый, 7
E-mail: rusin@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 25.02.2013 г.

Изучен жадеит-гроссуляровый эклогит, пространственно совмещенный с *UHP* (ultrahigh-pressure) ультрамафитами из I единицы максютовского комплекса (района д. Караяново). На основании минералогический и изотопно-хронологических исследований выделено 2 этапа в формировании эклогита. На первом этапе (533 ± 4.6 млн. лет, $P \geq 4.4$ ГПа, $T \geq 700^\circ\text{C}$) при *UHP* метаморфизме образован парагенезис: жадеит+гроссуляр-альмандин+рутил+фенгит. На регрессивной стадии I этапа ($392\text{--}485 \pm 4$ млн. лет, $P = 3.1\text{--}3.4$ ГПа, $T = 633\text{--}740^\circ\text{C}$) при понижении температуры и давления ранний парагенезис преобразован в ассоциацию: омфациит+гроссуляр-альмандин+фенгит+альбит+клиноцоизит+титанит. На втором прогрессивном этапе (360 ± 3 млн. лет, $P = 1.1\text{--}2.2$ ГПа, $T = 450\text{--}550^\circ\text{C}$) *HP* метаморфизма сформирована хлоритовая оторочка вокруг эклогитового тела, сложенная зональным альмандин-гроссуляром–пироп-альмандин-гроссуляром, диопсидом, клиноцоизитом и хлоритом. Сравнительный анализ данных по эклогиту и метаультрамафиту позволяет говорить об одном *P-T-t* пути их формирования. Жадеит-гроссуляровые эклогиты и метаультрамафиты представляют *UHP*-метаморфические тектонические мантийно-коровые включения в кварцито-сланцах I единицы комплекса.

Ключевые слова: эклогит, жадеит, альмандин-гроссуляр, *UHP-HP* метаморфизм.

ВВЕДЕНИЕ

Эклогиты и глаукофановые сланцы – высокобарические образования, которые маркируют фанерозойские сутурные зоны земной коры. Максютковский эклогит-глаукофансланцевый комплекс известен проявлениями характерных *UHP*-индекс-минералов, таких как кварцевые псевдоморфозы по коэситу, кубоиды графита по алмазу, субмикроскопические включения микроалмаза в гранате, а также специфическими кварц-жадеит-альмандиновыми породами [3, 4, 6, 10, 19].

Несмотря на более чем полувековое изучение, вопросы, касающиеся этапности и времени проявления *HP-UHP* метаморфизма, структурной позиции и вещественной эволюции главных породных ассоциаций максютовского комплекса остаются дискуссионными. Ключевое значение при расшифровке истории его формирования может иметь определение термодинамических параметров и времени ультравысокобарического метаморфизма, суждения о котором основывались на отдельных минералогических находках и косвенных данных.

Результаты геологического, минералогического и изотопно-хронологического изучения впервые обнаруженного жадеит-гроссулярового эклогита, пространственно совмещенного с ультравысокоба-

рическими ультрамафитами (*Ol+En+Mgs+TiChu*)¹ позволяют внести существенные коррективы в оценку *P-T-t* пути ультравысокобарического метаморфизма породных ассоциаций комплекса.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПЛЕКСА

Максютовский эклогит-глаукофансланцевый комплекс расположен в юго-восточной части западного склона Южного Урала и представляет собой узкий тектонический блок шириной 12–16 км, протяженностью более 180 км, характеризующийся сложной складчато-надвиговой структурой и многоэтапной историей метаморфизма (рис. 1).

В пределах комплекса выделены три тектонически совмещенные структурно-вещественные единицы [3, 15, 20, 21]. I единица – существенно терригенная (“субконтинентальная”) сложена слюдяными сланцами с гранатом, глаукофаном, клинопироксеном, графитистыми кварцитами и сланцами с гранатом и глаукофаном, с телами диопсид-жадеитовых эклогитов и энстатит-оливиновых метаультрабазитов. II единица – осадочно-вулканогенная (“офиолитоподобная”), включает зеленока-

¹ *Ol* – оливин, *En* – энстатит, *Mgs* – магнезит, *TiChu* – титаноклиногумит

менные породы и зеленые сланцы, составляющие более 50% ее объема, а также графитистые кварциты, слюдяно-кварцевые и стильпномелановые сланцы, линзы кальцитовых и тремолит-кальцитовых мраморов. В качестве самостоятельной III единицы (“мафит-ультрамафитовой”) рассматриваются гранат-клинопироксеновые и гранат-лавсонит-хлоритовые породы, ассоциированные с телами антигритовых серпентинитов.

Эклогиты комплекса, по особенностям химического состава, парагенезисам, составу минералов, условиям залегания и морфологии тел, подразделялись на четыре главных группы: 1 – низкожелезистые диопсид-жадеитовые (глиноземистые); 2 – железистые диопсид-жадеитовые (титанистые); 3 – жадеит-диопсидовые и глаукофановые с клиноцоизитом и лавсонитом (магнезиальные); 4 – “кальциевые” эклогиты, связанные с антигритовыми серпентинитами [4, 8].

О природе эклогитов и времени их формирования высказывалось две точки зрения:

1 – эклогиты, ассоциированные с метаультрабазами, являются чужеродными образованиями докембрийского возраста, возможно, представляющими собой фрагменты субконтинентальной мантии [2, 6–8 и др.].

2 – эклогиты изофациальны вмещающим их кварцитосланцам, образованы при *HP* метаморфизме в среднем девоне [9, 11, 12, 16, 22 и др.].

Подробная информация по минералогии, петрологии, условиям метаморфизма и геологического строения максютовского эклогит-глаукофан-сланцевого комплекса изложена во многих работах [1, 3–5, 6, 8–11, 15, 19–22 и др.]. Настоящая статья посвящена результатам исследования нового жадеит-гроссулярового типа эклогитов, ассоциированных с *UHP* метаультрабазами.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Микрозондовый анализ состава минералов выполнен на растровом микроскопе РЭММА–202М с микроанализатором в лаборатории КМИИ Института минералогии (аналитик В.А. Котляров). Ускоряющее напряжение 20 КВт, ток на образце 10^{-10} А. Стандарты: AstJMEХ scientific Limited MJNM 25–53 Mineral Mount serial № 01–044. Химический анализ породы получен атомно-абсорбционным методом в ИГЗ УрО РАН (аналитик Н. Шаршуева). Применялись государственные стандарты образцов (мас. %): SiO_2 – 61.66, TiO_2 – 1.19, Al_2O_3 – 61.66, Fe_2O_3 – 4.65, FeO – 3.45, MnO – 0.19, CaO – 3.54, Na_2O – 6.16, K_2O – 4.28, P_2O_5 – 0.33. Содержания РЗЭ и РЭ выполнено на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой ELAN 9000 в ЦКП УрО РАН “Геоаналитик”. *U-Pb* возраст цирконов определен на микрозонде SHRIMP II в ЦНИИ ВСЕГЕИ по известной методике [24].

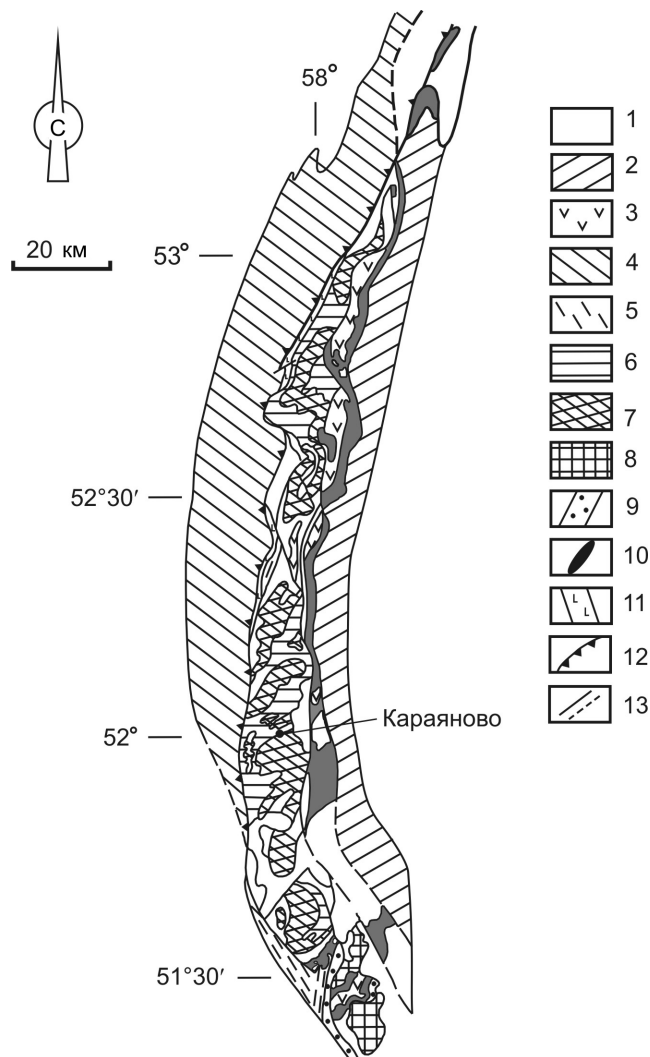


Рис. 1. Структурная схема максютовского комплекса [21].

1 – мезозойские и кайнозойские отложения, 2 – зилаирский флиш, 3 – силурийские отложения и вулканы, 4 – кварцито-сланцевые толщи суванякского комплекса, 5 – бластомилониты, 6 – осадочно-вулканогенная единица максютовского комплекса (II), 7 – эклогит-содержащая единица максютовского комплекса (I), 8 – ультрамафиты Халиловского массива, 9 – амфиболиты, 10 – серпентиниты и серпентинитовый меланж, 11 – диабазовые дайки, 12 – Янтышевско-Юлукский надвиг, 13 – тектонические нарушения.

ОПИСАНИЕ ЭКЛОГИТА

Жадеит-гроссуляровый эклогит представлен будиной размером 4×1.5 метра в нижнем контакте тела оливин-энстатитовой породы среди слюдяных сланцев, слюдяно-кварцевых сланцев и кварцитов с гранатом и глаукофаном I структурно-вещественной единицы по левому берегу р. Сакмара 2 км ниже д. Караяново (рис. 2а, б).

Эклогит в центральной части будины имеет мелкозернистую массивную текстуру, порфировласто-

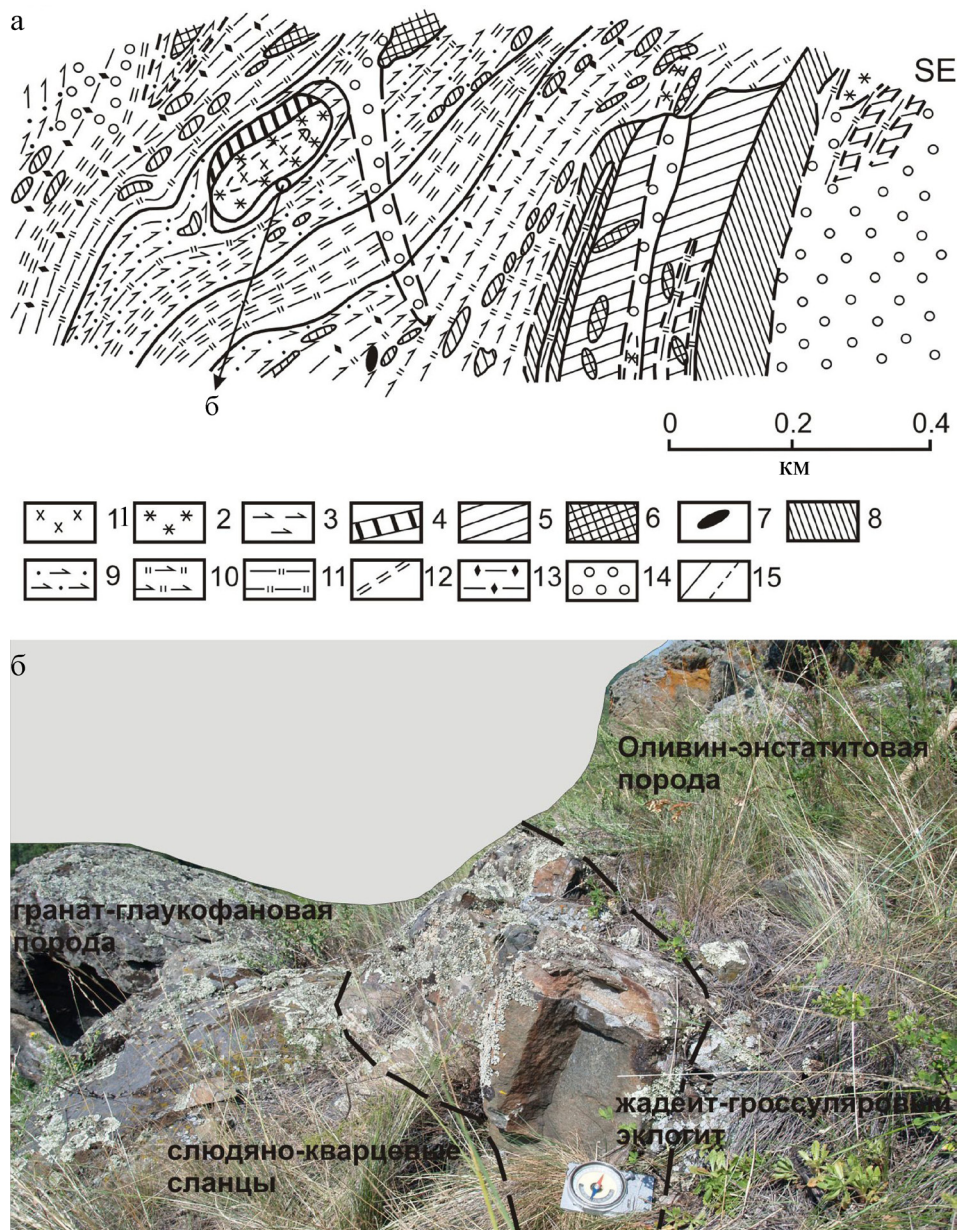


Рис. 2. Геологический разрез нижней единицы максютовского комплекса (а) и фотография будины жадеит-гроссулярового эклогита (б) левый берег р. Сакмары, в 2 км ниже д. Караяново [3].

1 – форстерит-энстатитовые породы; 2 – энстатитовые породы; 3 – глаукофаниты; 4 – актинолитовые породы; 5 – эклогиты; 6 – эклогиты глаукофанизированные; 7 – эклогиты глаукофановые с лавсонитом; 8 – эклогиты мусковитизированные; 9 – рассланцованные эклогиты; 10 – слюдяные сланцы с гранатом, микроклином, глаукофаном; 11 – графитистые кварциты и сланцы; 12 – слюдяно-кварцевые сланцы и слюдистые кварциты; 13 – слюдяные сланцы с псевдоморфозами по лавсониту; 14 – делювий; 15 – контакты.

вую структуру. Порфиробласты граната светлорозового цвета, размером 0.2–0.6 мм. Основная ткань сложена хаотично расположенными идиоморфными иглками клинопироксена, между которыми располагаются чешуйки фенгита и ксеноморфные зерна альбита. Минеральный состав: гранат 20–25%, клинопироксен 35–40%, фенгит 20–25%, альбит, хлорит, цоизит 10–15%, рутил, титанит и апатит 1–2% (рис. 3а, б).

Порфиробласты граната представлены кристаллами, содержащими включения омфацита и рутила и “футлярообразными” аттоловыми кристаллами, с включениями омфацита и фенгита. Кристаллы с включениями омфацита и рутила по составу отвечают гроссуляр-альмандину (с)–Са-альмандину (г)², для них характерно широкое кальциевое ядро

² с – центр зерна, г – край зерна

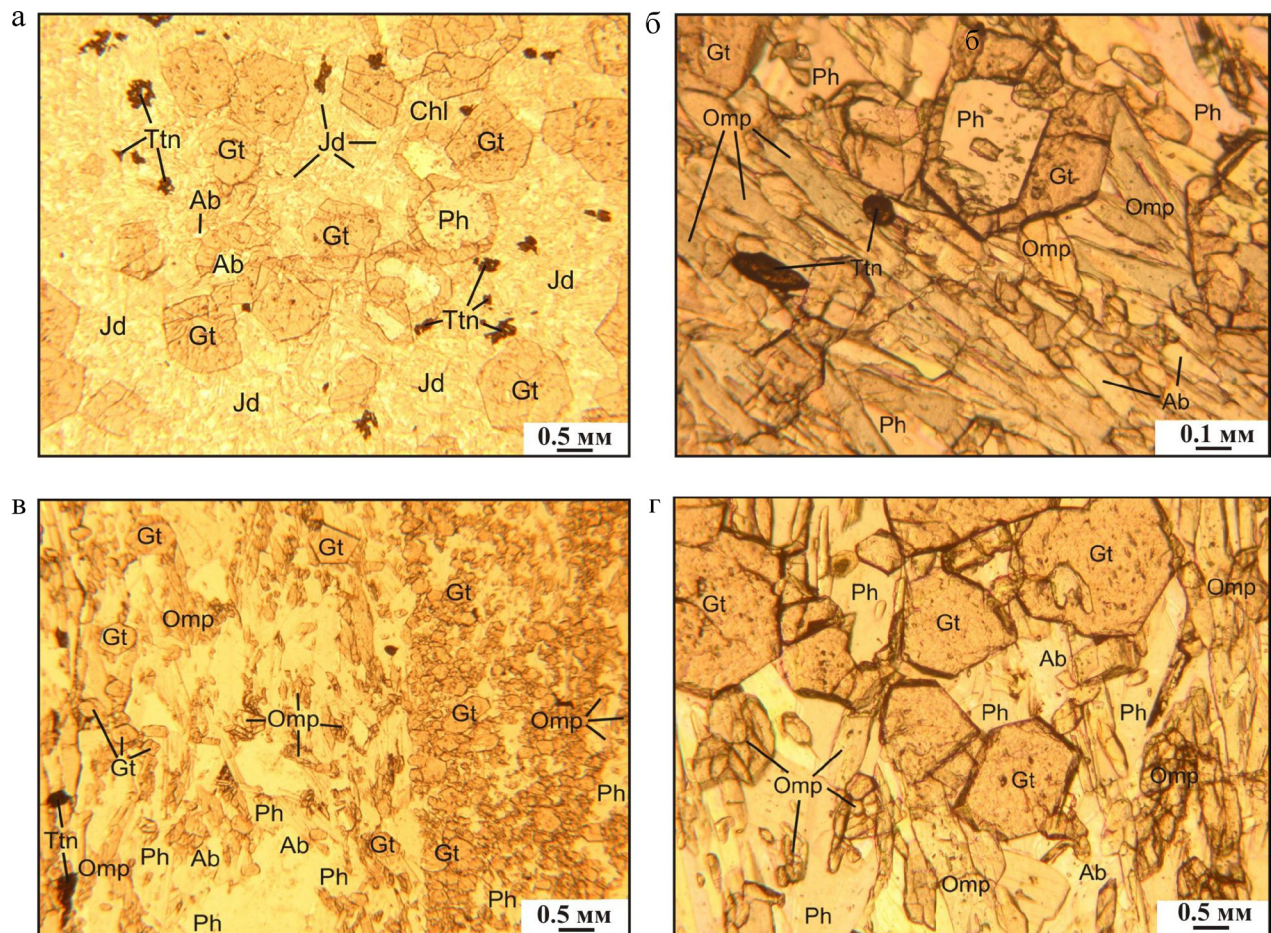


Рис. 3. Микрофотографии петрографических шлифов (без анал.) жадеит-гроссулярового эклогита.

а-б – из центральной зоны, в-г – периферия тела (описание в тексте).

(Grs_{31-34}) с низким содержанием магния (Pu_{6-7}) и незначительными колебаниями марганца (Sps_{1-5}), кайма с более низким количеством кальция (Grs_{15-18}) и более высоким магния (Pu_{14-18}) (табл. 1, №2, рис. 4, 5а). Клинопироксен во включениях соответствует омфациту ($Jd_{52-56}Acm_{6-8}Aug_{30-40}$). Аттоловый или “футлярообразный” гранат в центральных зонах кристаллов соответствует Са-альмандину и аналогичен по составу каймам кристаллов гроссуляр-альмандинового граната, краевые зоны отвечают гроссуляр-альмандину–Са-альмандину (табл. 1, рис. 5а). Клинопироксен в таких зернах представлен омфацитом ($Jd_{52-65}Acm_{2-7}Aug_{32-36}$) с более высоким количеством жадеитового и низким авгитового компонентов. Фенгит характеризуется наиболее низким содержанием кремнезема ($Si^{4+} = 3.34$ к. ф.) и высоким натрия (0.14 к. ф.). В матриксе клинопироксен представлен зональными зернами, в центральных зонах которых, сохраняется почти чистый жадеит (Jd_{93-84}), а края отвечают омфациту ($Jd_{61-54}Aug_{37-38}$) (табл. 1, № 3, рис. 6а, б). В составе фенгита содержится чуть больше кремнезема (3.41 к. ф.) и меньше натрия (0.09 к. ф.). Чешуйки

фенгита и зерна альбита имеют в 2 раза больший размер во включениях в гранате, чем в матриксе.

В периферии будины эклогит имеет полосчатую текстуру, выраженную в чередовании полос с разным количеством минеральных компонентов. Тонкие полосы, шириной от 3 до 5 мм, обогащены гранатом (40%), матрикс сложен омфацитом (15%), фенгитом (34%), альбитом (5%), эпидотом (5%), титанитом 1(%) (рис. 3в).

Широкие (до 2 см) светлые полосы представлены фенгитом (48%), омфацитом (30%), гранатом (10%), альбитом (10%), титанитом с реликтами рутила (2%) (рис. 3д). Порфиروبласты граната имеют размер от мельчайших до 0.2 мм. По химическому составу он отвечает гроссуляр-альмандину (табл. 1, рис. 4). В его крупных кристаллах регистрируется сложная зональность: центральная зона, граница которой определяется включениями омфацита (Jd_{58}), соответствует в центре гроссуляр-альмандину с повышенным содержанием магния и марганца ($Pu_{10}Sps_4$), к краю зоны регистрируется повышенное содержание кальция (Grs_{35}), меньшее – магния и марганца. В периферии кристалла наблюдает-

Таблица 1. Представительные микрозондовые анализы минералов жадеит-гроссулярового эклогита

Зона	I																	
№ обр.	1						2			3						4		
минерал	<i>Gt</i>				<i>Omp</i>		<i>Ph</i>	<i>Gt</i>		<i>Omp</i>	<i>Jd-Omp</i>				<i>Ph</i>	<i>Jd-Omp</i>		<i>Ph</i>
позиция	с	г ₁	г ₂	к	Inc	Inc	Inc	с	г	Inc	с	і	г	к		с	г	
SiO ₂	37.44	37.75	37.82	37.70	55.47	55.90	49.22	57.72	37.67	55.22	57.59	56.99	56.34	55.60	51.06	58.05	56.28	50.77
TiO ₂	0.00	0.04	0.04	0.00	0.07	0.11	1.08	0.07	0.00	0.00	0.44	0.37	0.00	0.25	0.62	0.00	0.05	0.84
Al ₂ O ₃	19.87	19.97	20.09	20.11	13.20	14.66	26.47	21.04	21.07	12.29	21.57	19.65	14.38	13.22	26.50	19.22	13.56	26.05
FeO	33.04	28.40	25.46	29.99	7.93	7.27	3.16	25.29	30.96	8.12	4.11	4.81	6.38	6.61	2.78	4.39	6.52	2.68
MnO	0.93	0.55	2.17	0.41	0.00	0.00	0.00	2.01	0.59	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	3.31	2.65	1.79	2.88	5.32	4.80	3.10	1.71	3.45	6.03	1.51	1.97	5.12	5.73	3.38	2.39	5.67	3.40
CaO	5.43	10.60	12.63	8.90	9.04	7.89	0.00	12.03	6.25	9.87	1.92	3.09	8.14	9.38	0.15	4.02	9.39	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	8.70	9.04	1.05	0.00	0.00	8.20	12.67	13.00	9.33	8.98	0.69	11.77	8.38	0.83
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.06	11.14	0.00	0.00	0.08	0.04	0.05	0.02	0.08	11.27	0.04	0.04	11.12
Сумма	100.02	99.96	100.00	99.99	99.82	99.73	95.22	99.86	99.99	99.81	99.85	99.93	99.71	99.85	96.45	99.88	99.89	95.69
Коэффициенты кристаллохимической формулы																		
Si	2.996	2.996	3.001	2.998	1.977	1.987	3.337	2.993	2.993	1.972	1.991	1.966	1.993	1.968	3.400	2.016	2.000	3.407
Ti	—	0.002	0.002	—	0.002	0.003	0.055	0.004	—	—	0.012	0.010	—	0.007	0.030	—	0.001	0.043
Al	1.874	1.868	1.879	1.885	0.554	0.814	2.115	1.967	1.973	0.517	0.879	0.799	0.600	0.552	2.079	0.787	0.568	2.060
Fe	2.207	1.882	1.686	1.991	0.236	0.216	0.179	1.674	2.054	0.242	0.119	0.139	0.188	0.195	0.155	0.128	0.194	0.150
Mn	0.064	0.037	0.146	0.028	—	—	—	0.135	0.040	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	0.394	0.314	0.212	0.342	0.283	0.254	0.313	0.203	0.408	0.321	0.077	0.101	0.270	0.302	0.336	0.124	0.300	0.340
Ca	0.465	0.901	1.074	0.756	0.345	0.300	—	1.023	0.532	0.377	0.071	0.114	0.308	0.356	0.011	0.150	0.358	—
Na	—	—	—	—	0.601	0.623	0.138	—	—	0.567	0.849	0.869	0.640	0.616	0.090	0.793	0.577	0.108
K	—	—	—	—	0.002	0.003	0.964	—	—	0.004	0.002	0.002	0.001	0.004	0.957	0.002	0.002	0.952
F	85.2	86.0	89.8	85.5	45.5	46.0	36.4	89.9	84.0	43.0	60.7	57.9	41.0	39.2	31.6	50.8	39.3	30.6
Зона	II									III								
№ обр.	5				6					7				8				
минерал	<i>Gt</i>		<i>Omp</i>	<i>Ph</i>	<i>Gt</i>			<i>Omp</i>	<i>Ph</i>	<i>Gt</i>		<i>Di</i>	<i>Czo</i>	<i>Gt</i>			<i>Czo</i>	<i>Chl</i>
позиция	с	г			с	і	г			с	г			с	г	к		
SiO ₂	37.98	37.66	55.50	51.16	37.66	37.94	37.96	55.92	50.08	38.45	39.11	53.08	40.24	38.11	38.69	39.49	39.54	29.75
TiO ₂	0.08	0.01	0.17	0.89	0.17	0.07	0.00	0.20	0.90	0.00	0.00	0.13	0.00	0.16	0.22	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	21.43	21.36	12.95	26.20	21.63	21.60	21.99	12.99	25.93	22.12	22.72	3.86	25.52	21.60	21.93	22.17	28.84	22.04
FeO	24.34	27.50	7.56	3.38	27.04	25.20	25.88	7.95	3.38	18.29	18.30	3.52	7.36	16.55	16.24	16.88	6.17	10.05
MnO	1.74	1.95	0.10	0.00	1.76	1.08	1.92	0.12	0.00	1.05	1.30	0.00	0.00	7.24	1.99	0.59	0.03	0.00
MgO	1.86	2.72	5.50	3.24	2.33	1.75	3.19	5.43	3.34	1.36	5.37	15.20	0.50	1.39	2.02	7.00	0.53	27.57
CaO	12.39	8.67	9.01	0.00	8.73	12.25	8.84	8.35	0.00	18.67	13.14	23.22	24.41	14.77	18.91	13.83	23.24	0.11
Na ₂ O	0.00	0.00	9.00	0.56	0.00	0.00	0.00	8.85	0.91	0.00	0.00	0.91	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.04	11.53	0.00	0.00	0.00	0.04	10.93	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.82	99.87	99.83	96.96	99.32	99.89	99.78	99.85	95.47	99.94	99.94	99.92	98.03	99.82	100.0	99.96	98.35	89.52
Коэффициенты кристаллохимической формулы																		
Si	3.003	2.989	1.971	3.397	3.008	3.001	2.997	1.991	3.372	2.995	2.999	1.931	3.115	3.003	3.000	2.996	3.031	2.826
Ti	0.004	0.001	0.005	0.045	0.011	0.004	—	0.005	0.046	—	—	0.04	—	0.010	0.013	—	—	—
Al	1.998	1.998	0.542	2.050	2.035	2.014	2.045	0.545	2.057	2.030	2.052	0.166	2.328	2.006	1.982	2.002	2.604	2.466
Fe	1.608	1.822	0.224	0.188	1.802	1.664	1.706	0.236	0.190	1.190	1.172	0.106	0.476	1.089	1.051	1.069	0.395	0.797
Mn	0.117	0.131	0.003	—	0.120	0.073	0.128	0.004	—	0.069	0.085	—	—	0.483	0.131	0.038	0.002	—
Mg	0.220	0.322	0.291	0.320	0.277	0.206	0.376	0.288	0.335	0.158	0.613	0.824	0.057	0.163	0.233	0.791	0.061	3.900
Ca	1.050	0.737	0.343	—	0.747	1.038	0.748	0.318	0.00	1.558	1.079	0.905	2.024	1.246	1.570	1.124	1.907	0.011
Na	—	—	0.619	0.073	—	—	—	0.611	0.119	—	—	0.064	—	—	—	—	—	—
K	—	—	0.002	0.976	—	—	—	0.002	0.939	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	88.7	85.8	43.8	37.0	87.3	89.2	82.8	45.5	36.2	—	—	—	17.0	90.6	83.5	58.3	13.0	17.00

Примечание. I–III – зоны в теле эклогита: I – центральная, II – периферия, III – оторочка. Индексы минералов: *Chl* – хлорит, *Czo* – клиноцоизит, *Di* – диопсид, *Gt* – гранат, *Jd* – жадеит, *Omp* – омфациит, *Ph* – фенгит. с – центр, і – середина, г – край, к – кай-ма зерна. Inc – включение. F = (Fe + Mn)/(Mg + Fe + Mn) 100 %. F_(Czo) = Fe³⁺/(Fe³⁺ + Al) 100 %.

ся обратная зональность, кальций замещен железом-магнезиевыми элементами (рис. 5б). Мелкие кристаллы гроссуляр-альмандинового состава имеют простую зональность железо + магний замещают кальций. Основная ткань лепидогранобластовой структуры сложена призматическими зернами омфациита (*Jd*_{55–58}*Acm*_{8–11}*Aug*_{34–36}), размером 0.2–0.4 мм,

с высоким содержанием акмитового компонента (табл. 1). Чешуйки фенгита размером до 0.6 мм, вытянуты по сланцеватости. По составу он имеет чуть более высокое содержание кремнезема, низкое – натрия (Si⁴⁺ = 3.37–3.40 к. ф., Na = 0.07–0.12 к. ф.).

Хлоритовая оторочка будины имеет мощность от трех-четырех до десятка сантиметров. В хло-

ритовом матриксе присутствуют порфиробласты граната, размером 0.4–0.6 мм, клиноцоизит, альбит. Гранат по химическому составу отвечает альмандин-гроссуляру (с) – пироп-альмандин-гроссуляру (г). В кристаллах проявлена прямая зональность с замещением от центра к краю кальция и железа магнием (табл. 1, рис. 4, 5в). Кристаллы содержат включения клиноцоизита и диопсида, имеют хлоритовую рубашку. В составе диопсида содержится до 0.06–0.1 к.ф. натрия и 0.1–0.2 к.ф. Al^{VI} , от 7 до 12 мол. % жадеитового компонента. Клиноцоизит обогащен железом. Вторая разновидность граната с высоким содержанием марганца в центре кристалла, соответствует спессартин-альмандин-гроссуляру (с) – альмандин-гроссуляру (г) в средней части кристалла, с более высоким содержанием железа и кальция и низким марганца. Кайма кристалла пироп-альмандин-гроссулярового состава (табл. 1, рис. 5в). Хлорит имеет магнезиальный состав (#Mg 83–86%), железистость клиноцоизита колеблется от 13 до 17%, альбит соответствует № 92–95.

Жадеит-гроссуляровый эклогит по содержанию петрогенных элементов сопоставим с низкожелезистым и железистым эклогитом, отличается более высоким содержанием натрия (4.9 мас. %) и калия (2.0 мас. %) (табл. 2). Для его состава отмечается высокое содержание РЗЭ (Σ 130 г/т), при содержании La $\approx$ 20 г/т и Ce $\approx$ 49 г/т, соотношении Ce/Yb = 14 и La/Yb = 5–6, что характерно для железистого эклогита. По соотношению La/Sm $\approx$ 4 близок к низкожелезистому эклогиту. По характеру распределения РЗЭ и РЭ по сравнению с хондритом может быть отнесен к образованиям континентальной коры (рис. 7).

P-T УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА

Определение термодинамических параметров образования минеральных ассоциаций в жадеит-гроссуляровом эклогите проведено по геотермобарометрам *Grt-Cpx* и *Grt-Ph* [14, 23] и по программе: “P-T высокотемпературных и ультравысокотемпературных основных пород и гнейсов (гранат+омфациит+кианит+фенгит+кварц (коэсит)”, любезно предоставленной E.J. Krogh Ravna.

Ранняя ассоциация в жадеит-гроссуляровом эклогите представлена жадеитом ($Jd_{95-84}Aug_{5-16}$) + гроссуляр-альмандином ($Grs_{36-32}Alm_{52-60}$) ± фенгитом (Si = 3.34–3.4 к.ф., Na = 0.09–0.14 к.ф.). Кварц и кианит отсутствуют, альбит – более поздний.

Для парагенезиса $Jd_{95}+Grs_{36}Alm_{52}\pm Ph$ (?) рассчитывается величина давления от 5.3 до 6.5 ГПа и температура 802–1247°C, что, вероятно, обусловлено неравновесностью фенгита как более позднего. Для ассоциации $Jd_{84}Aug_{16}+Grs_{32}Alm_{60}\pm Ph$ (Si = 3.41 к.ф., Na = 0.11 к.ф., F = 31%) рассчитаны корректные значения $P = 4.4 \pm 0.14$ ГПа и $T = 683 \pm 5^\circ C$.

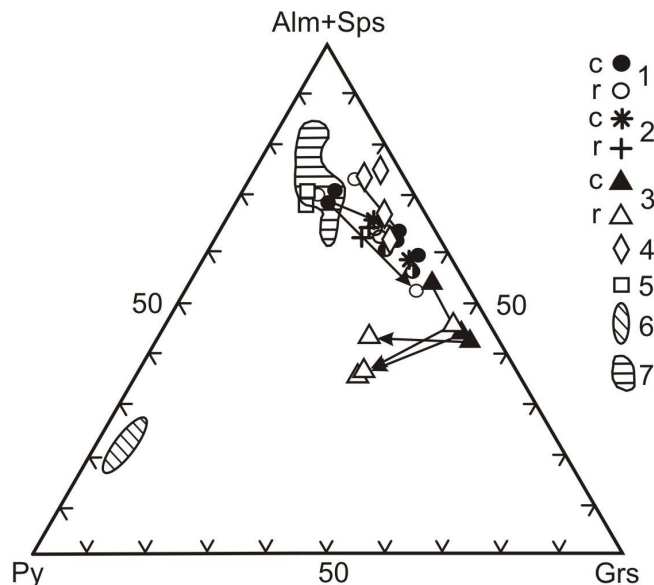


Рис. 4. Вариации составов гранатов.

1–3 – из жадеит-гроссулярового эклогита: 1 – центральная часть тела, 2 – периферия, 3 – оторочка; 4 – из кварц-альмандин-жадеитовых пород [6]; 5 – из глаукофановых сланцев [18]; 6 – из кварц-коэсит-жадеит-кианит-пироповых сланцев; 7 – из кварц-коэсит-жадеит-фенгит-альмандиновых сланцев [13]. Здесь и на рис. 6а: с – центральная часть, г – край зерна.

Образование более поздней ассоциации *Omp* ($Jd_{58-65}Acm_{2-8}Aug_{32-34}$) + *Grt* ($Py_{11-13}Grs_{25-30}Alm_{56-58}$) + *Ph* (Si = 3.37–3.40 к.ф., Na = 0.07–0.11 к.ф., F = 36%) + *Czo* (F = 14–16%) ± *Ab* (№ 95–98) определяется $P = 3.1–3.4$ ГПа и $T = 633–740^\circ C$.

Хлоритовая оторочка будинированного эклогитового тела – зональный кальциевый гранат (с – $Alm_{41}Grs_{55}$, г – $Py_{27}Alm_{34}Grs_{36}$), диопсид (Jd_{8-12}), клиноцоизит (F = 13–17%) и хлорит (F = 17%), образована при температуре 450–550°C и давлении $\approx 1.1–2.2$ ГПа.

Таблица 2. Петрогеохимический состав жадеит-гроссулярового эклогита

Элемент	(мас. %)	элемент	(г/т)	элемент	(г/т)	элемент	(г/т)
SiO ₂	48.80	La	20.3	Hf	3.4	Li	97.6
TiO ₂	2.0	Ce	49.4	Ta	1.2	Be	1.8
Al ₂ O ₃	17.41	Pr	6.4	W	1.7	Se	32.4
Fe ₂ O ₃	8.66	Nd	25.3	Te	1.7	V	152.9
FeO	3.05	Sm	5.0	Pb	8.4	Cr	145.4
MnO	0.21	Eu	1.2	Bi	0.2	Co	34.7
MgO	5.57	Gd	5.2	Th	8.0	Ni	86.4
CaO	7.00	Tb	0.9	U	1.5	Cu	34.1
Na ₂ O	4.86	Dy	6.3	Ge	1.7	Zn	106
K ₂ O	2.04	Ho	1.2	Rb	49.9	Ga	14.3
H ₂ O	0.16	Er	3.5	Sr	93.5	Mo	0.5
nnn	0.28	Tm	0.5	Y	27.7	Ag	0.4
P ₂ O ₅	0.13	Yb	3.6	Zr	117.4	Cs	2.0
Сумма	100.17	Lu	0.6	Nb	15.4	Ba	355

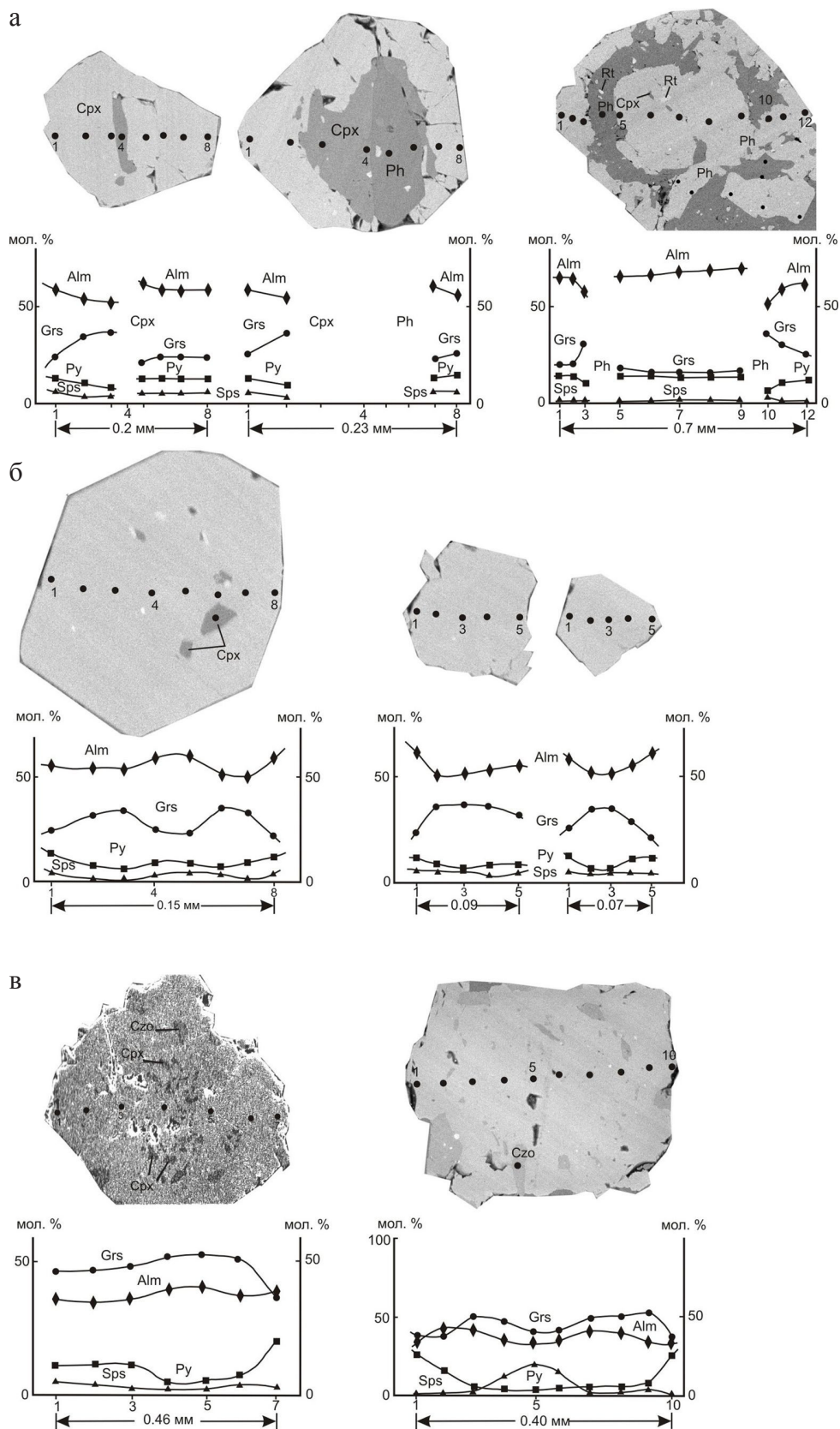


Рис. 5. Микрофотографии и микрозондовые профили через зерна граната жадеит-гроссулярового эклогита. а – центральная часть, б – периферия, в – оторочка эклогитового тела. Представительные микрозондовые анализы приведены в табл. 1.

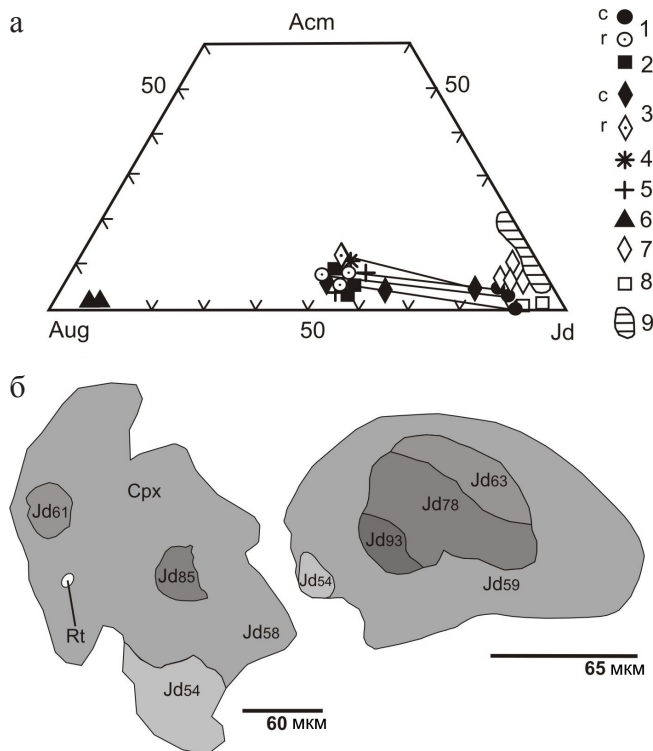


Рис. 6. Вариации составов клинопироксенов из жадеит-гроссулярового эклогита (а) и их зональность (б).

1–3 – из центральной части тела: 1 – из матрикса, 2 – из включений в гранате, 3 – из включений в гранате в ассоциации с фенгитом; 4–5 – из краевой части тела: 4 – из матрикса, 5 – из включений в гранате; 6 – из включений в гранате хлоритовой оторочки тела; 7 – из кварц-альмандин-жадеитовых пород [6], 8 – из глаукофановых сланцев [18], 9 – из кварц-коэсит-жадеит-кианит-пироповых сланцев и кварц-коэсит-жадеит-фенгит-альмандиновых сланцев [13].

ИЗОТОПНО-ХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЦИРКОНОВ

По сочетанию минералогических признаков среди цирконов жадеит-гроссулярового эклогита выделяется несколько разновидностей (рис. 8). Большая часть кристаллов обладает отчетливой зональностью (кристаллы 1, 6.1, 7 и др.), а “пятнистое” строение внешних зон кристаллов 5 и 6 (6.2) в сочетании с зазубренным обликом (отчетливо по BSE) указывают на влияние метасоматических процессов, сопровождаемых коррозионными изменениями, признаки, проявления которых заметны также у кристаллов 1, 3 и 7. Резко контрастирует с перечисленными кристаллами зерно 2, для которого характерны и повышенный идиоморфизм, и постепенно сменяющие друг друга генерации. Однородным строением выделяется центральная часть кристалла 9 (9.1), вокруг которой проявилась зона (оболочка) преобразованного материала (9.2).

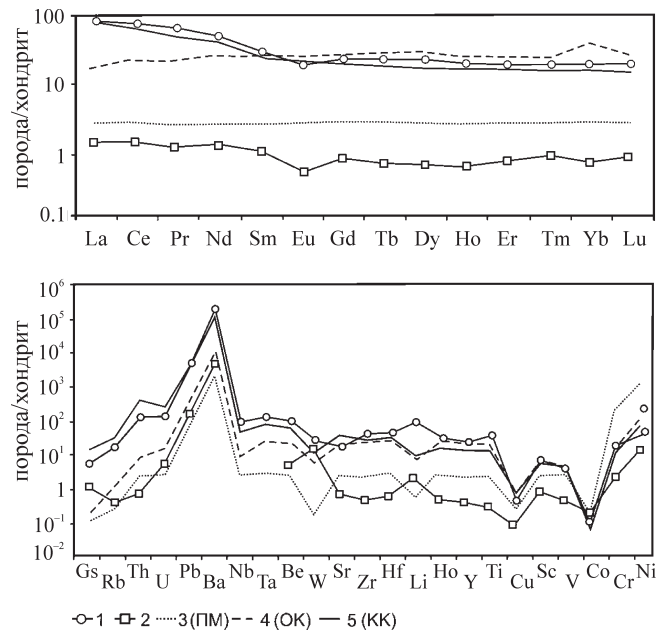


Рис. 7. Состав РЗЭ и РЭ.

1 – жадеит-гроссуляровый эклогит, 2 – оливин-энстатит-магнетитовая порода, 3 – примитивная мантия, 4 – океаническая кора, 5 – континентальная кора.

Аналитические данные, полученные для цирконов по методике SHRIMP [24], приведены в табл. 3 и на рис. 9–10. По распределению U и Th отчетливо проявляется сложная эволюция цирконов (рис. 9), связанная, по-видимому, с преобразованиями пород. Максимальный разброс данных определяют поздние генерации, относящиеся или к преобразованным ранним, или к новообразованным, не связанным с ними. Последовательность анализов основной группы кристаллов (1.1, 2.1, 6.1, 7 и 8), дополненная анализами поздних генераций (1.2, 6.2, 9.2 и 2.2) позволяет отразить эволюцию всех разновидностей цирконов трендом Тр. (рис. 9), причем его завершающая инверсия часть практически полностью обусловлена свойствами кристалла 2, у которого, в отличие от остальных, конечная зона (2.2) обогащена U и Th. Такие изменения характерны для различных частей кристаллов, кристаллизующихся на различных этапах дифференцирующей среды, что отвечает прогрессивным преобразованиям. Вариации составов основной группы цирконов, указывают на принадлежность их к единому источнику, в котором U и Th связаны прямой корреляционной зависимостью. Появление этих цирконов предшествовало образованию кристалла 2, причем некоторые из ранних кристаллов уже испытали метасоматические преобразования.

Цифры возраста (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), U, Th и Th/U (рис. 9–10, табл. 3) облегчают сравнение кристаллов циркона различного происхождения, что, в свою очередь, дает представление не только об их

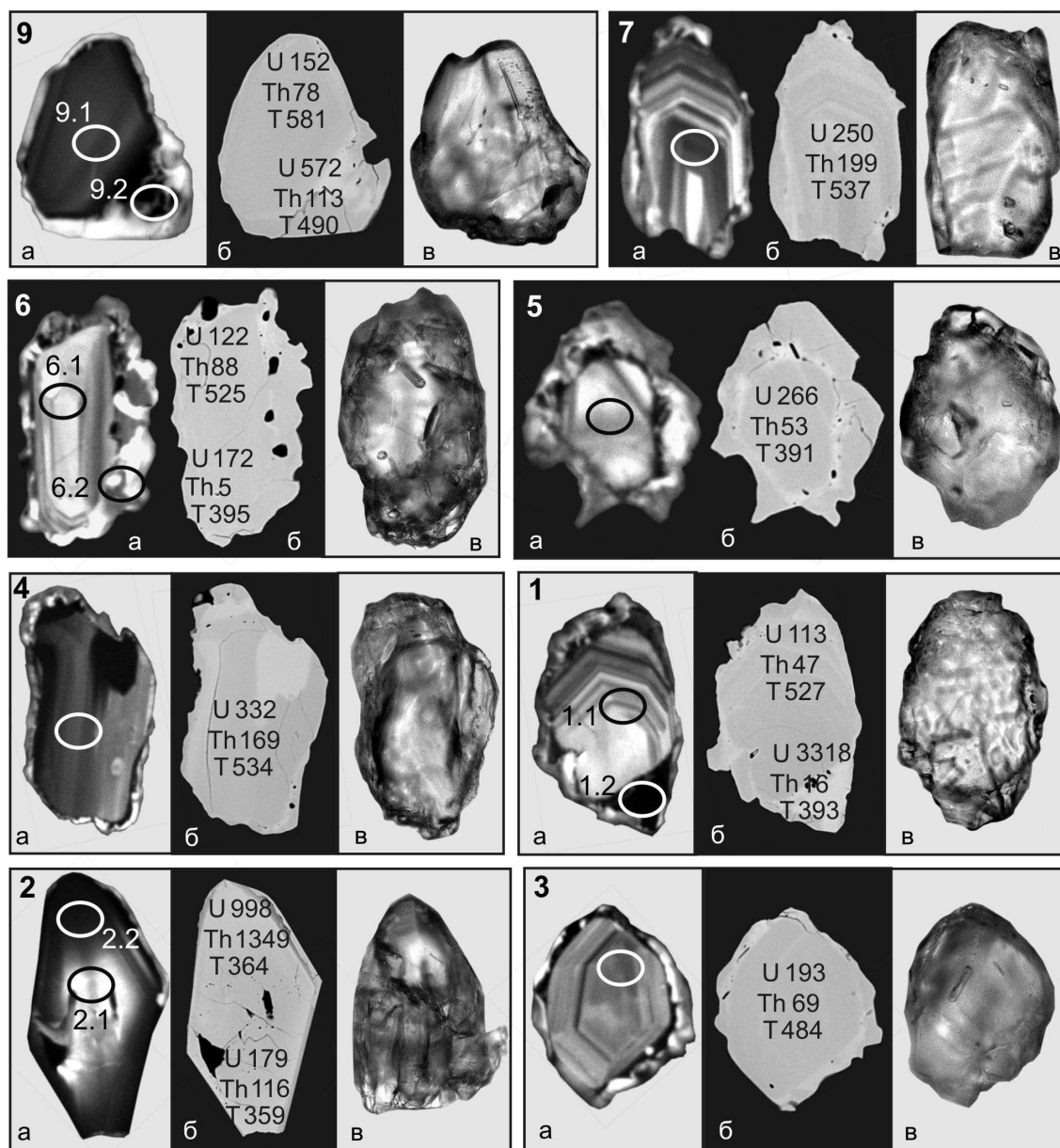


Рис. 8. Минералого-геохимические особенности цирконов из жадеит-гроссулярового эклогита.

Указаны номера кристаллов и кратеров, содержания U и Th (г/г), возраст (T), млн. лет (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$). а – CL; б – BSE; в – оптика, проходящий свет, ув. – 100–150 раз.

эволюции, но и о геологической истории пород. Для решения конкретных возрастных задач необходимы более надежные интегральные датировки, полученные для нескольких кристаллов со сходными минералогическими и геохимическими признаками. Большое значение имеют и конкордантные датировки единичных кристаллов, подтверждающие закрытость их изотопных систем.

Гетерохронность цирконов отчетливо показана на рис. 10, а на рис. 9 полученные данные сопоставляются с анализами (T, возраст по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – Th/U) единичных кристаллов. Нетрудно заметить, что они подтверждают общность возрастных и минералого-

геохимических свойств цирконов, что отражает генетическое единство минералов и пород. Омоложение цирконов приводит к снижению Th/U отношений (т. е. ториевости), косвенно свидетельствуя об участии коровых источников.

Максимальный возраст $T_1 = 581 \pm 5$ млн. лет получен для центральной части (ранней генерации) кристалла 9. С учетом его дискордантности ($D = 1$, табл. 3) он может рассматриваться как минимальный для субстрата эклогитов. Основная группа кристаллов (1.1, 6.1, 7, 8) с присоединившемся к ней кристаллом 4 имеет наиболее надежную датировку $T_2 = 533 \pm 4.6$ млн. лет, что соответствует нижне-

Таблица 3. U-Pb возраст цирконов жадеит-гроссулярового эклогита

Анализ, кратер	$^{206}\text{Pb}_c$, %	Содержание, ppm			^{232}Th ^{238}U	Возраст, млн. лет (1)	D, %	Изотопные отношения (1)						Rho
		U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$				^{207}Pb ^{206}Pb	$\pm$, %	^{207}Pb ^{235}U	$\pm$, %	^{206}Pb ^{238}U	$\pm$, %	
1.1	0.37	113	47	8.31	0.43	526.9 ± 5.9	9	0.0592	5.5	0.695	5.6	0.08517	1.2	0.206
1.2	0.01	3318	16	179	0.00	392.9 ± 1.1	-1	0.0544	0.63	0.4714	0.69	0.06284	0.28	0.404
2.1	0.48	179	119	8.86	0.68	358.8 ± 3.3	13	0.0548	4.2	0.433	4.3	0.05724	0.96	0.223
2.2	0.13	998	1349	49.4	1.40	360.4 ± 1.5	-13	0.0526	1.5	0.4173	1.6	0.0575	0.43	0.276
3	0.36	193	69	13	0.37	483.7 ± 4.8	3	0.0571	4.4	0.614	4.5	0.07792	1	0.231
4	0.16	332	169	24.7	0.52	534.2 ± 3.9	3	0.0585	2.2	0.697	2.3	0.08639	0.76	0.330
5	0.41	266	53	14.3	0.21	390.9 ± 3.6	12	0.0557	3.3	0.48	3.4	0.06251	0.94	0.276
6.1	0.92	122	88	9.01	0.74	525.1 ± 6.5	-9	0.0566	8.3	0.663	8.4	0.0849	1.3	0.153
6.2	1.42	172	5	9.47	0.03	395.1 ± 3.9	8	0.0554	6.5	0.483	6.6	0.0632	1	0.153
7	0.24	250	199	18.7	0.83	537.3 ± 3.9	-11	0.0567	3.7	0.679	3.8	0.08692	0.76	0.201
8	0.65	317	281	23.5	0.92	531 ± 11	-9	0.0568	4.2	0.672	4.7	0.0859	2.1	0.445
9.1	0.00	152	78	12.3	0.53	581.3 ± 5.1	-1	0.0592	2.3	0.77	2.5	0.09437	0.91	0.362
9.2	1.42	572	113	39.4	0.20	489.7 ± 8.2	1	0.057	4.8	0.621	5.1	0.0789	1.7	0.337

Примечание. Pb_c и Pb^* – общий и радиогенный свинец. (1) – коррекция по ^{204}Pb ; D – дискордантность; Rho – коэффициент корреляции. Ошибка калибровки стандарта – 0.27%.

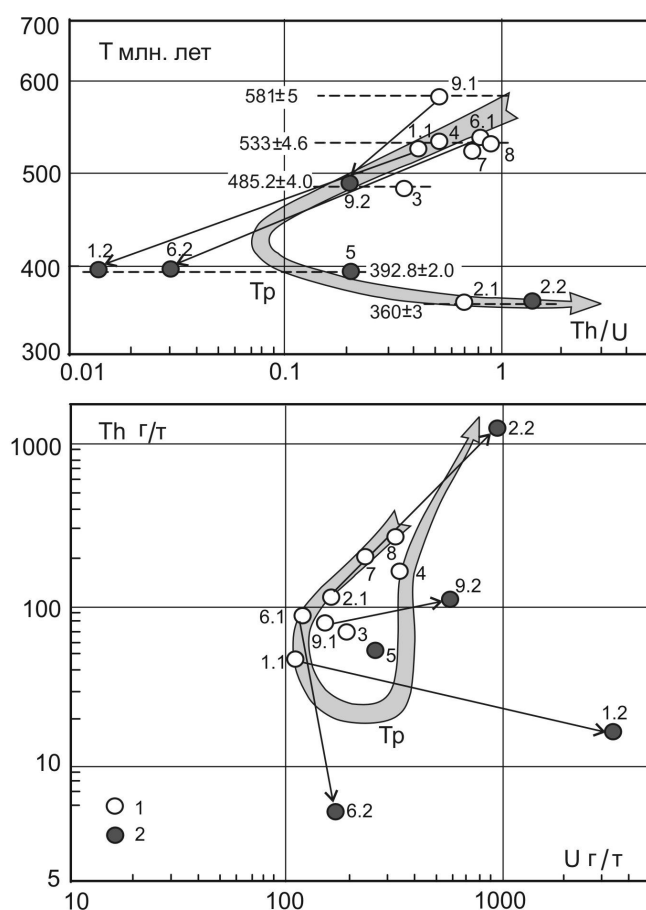


Рис. 9. Соотношение U-Th, T-Th/U и интегральный тренд Tr эволюции цирконов жадеит-гроссулярового эклогита.

Генерации циркона: 1 – ранние и 2 – поздние. T – возраст млн. лет по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Датировки возрастных рубежей – см. рис. 10.

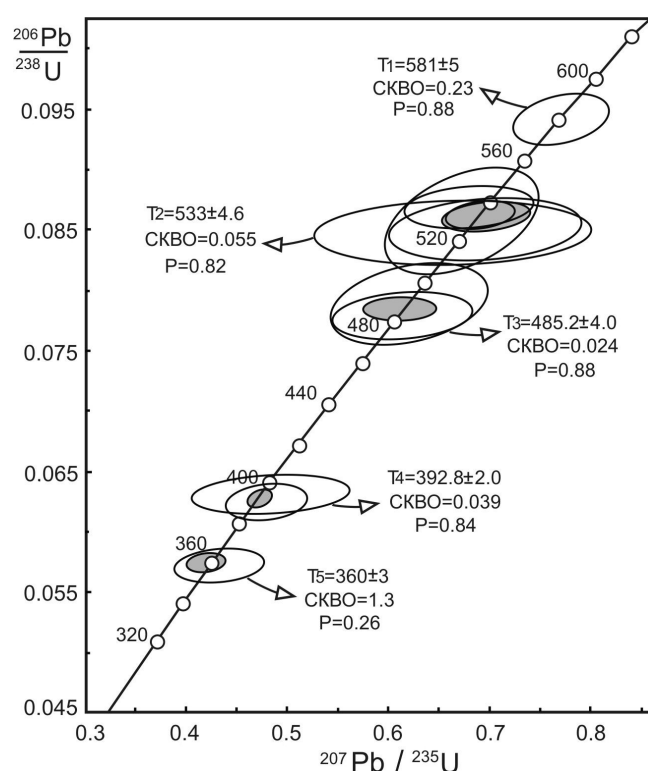


Рис. 10. U-Pb возраст цирконов жадеит-гроссулярового эклогита.

му кембрию (Cm_1). Реальность этого возраста подтверждается существенными вариациями U (113–332 г/т), Th (47–281 г/т) и Th/U (0.43–0.92), что свидетельствует об образовании кристаллов различного состава в изменявшейся среде. Весьма вероятно, что эта датировка наиболее корректно отвечает возрасту исследованного эклогита. Возрастные значе-

ния $T_3 = 485.2 \pm 4.0$ (кристаллы 3 и 9.2) и $T_4 = 392.8 \pm 2.0$ млн. лет (кристаллы 1.2, 5 и 6.2) скорее всего соответствуют различным этапам преобразования ранних генераций, и возможно, появлению новых разновидностей. Кристалл 3 исходно мог принадлежать к основной группе, но был изменен в самом начале. Существенные различия по содержанию U между последовательными генерациями кристалла 2 с их возрастом $T_5 = 360 \pm 3$ млн. лет свидетельствуют о заключительной стадии цирконообразования, и, соответственно, о завершающем этапе в эволюции эклогита.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В P - T - t пути формирования жадеит-гроссулярового эклогита можно выделить 2 этапа.

Первый этап ультравысокобарического метаморфизма, на ранней стадии (Sm_1) которого образован парагенезис жадеит-альмандин-гроссуляровый гранат. Он является экстремальным, не содержит кварца, кианита, образован в породе основного состава. Кварц-альмандин-жадеитовые породы, описанные в максютовском комплексе [6, 8], близки по составу плагиолипаритам, натриевым гранитоидам или парапородам. Кварц/коэсит-жадеит-кианит-пироповые и кварц/коэсит-жадеит-фенгит-альмандиновые породы и сланцы массива Дора Мейра (Dora Maira) и Бросаско-Изаска Юнит (Brossasco-Isasca Unit) западных Альп и других регионов, образованные при UHP -метаморфизме отвечают кислым орто- или парапородам [13, 17, 18]. Высокие значения и расхождения в температуре и давлении, полученные при оценке термодинамических условий образования жадеита+альмандин-гроссуляра, обусловлены как методикой расчета, в которых участвует фенгит или кианит, так и неравновесностью жадеита+альмандин-гроссуляра с фенгитом. На регрессивной стадии первого этапа при понижении температуры и давления ранний парагенезис преобразован в ассоциацию омфациит+гроссуляр-альмандин+фенгит+альбит+клиноцоизит+титанит. Ассоциация по набору и особенностям состава слагающих минералов сопоставима с минеральными ассоциациями железистых и низкожелезистых эклогитов, однако имеет отличительную особенность – отсутствуют кварц, натриево-кальциевые и натриевые амфиболы.

Минеральные ассоциации и особенности состава минералов, термодинамические параметры и изотопно-геохимические особенности цирконов жадеит-гроссулярового эклогита и пространственно совмещенного метаультрамафита [2] показывают единую P - T - t эволюцию их в протерозойско-кембрийское время с пиком UHP метаморфизма ($533\text{--}545 \pm 5$ млн. лет) в нижнем кембрии. Жадеит-гроссуляровые эклогиты представляют собой UHP тектонические мантийно-коровые включения в по-

родах I структурно-вещественной единицы комплекса, сформированные до открытия Уральского океана и эксгумированные, вероятно, в связи с рифтовым литосферным растяжением.

Второй этап прогрессивного HP метаморфизма в верхнем девоне, синхронный с эклогитовой кристаллизацией в I единице [16], сформировал хлоритовую оторочку тела эклогита. Подчеркнем, что оторочки такого состава не характерны для тел железистых и низкожелезистых эклогитов. Основная часть эклогитовых тел имеет оторочки омфациит-гранат-глаукофанового, гранат-глаукофанового, глаукофан-фенгит-кварцевого и гранат-фенгит-кварцевого состава. Хлоритовые и лавсонит-хлоритовые оторочки для эклогитов редки. Такие эклогиты не содержат натриево-кальциевых и натриевых амфиболов и “позднего” клинопироксена. Минералого-петрологический и изотопно-геохронологический материал по эклогитам и разнообразным кварцито-сланцам и графитистым кварцитам I структурно-вещественной единицы комплекса [3–4, 8, 9, 15, 16, 20–22] позволяют рассматривать HP метаморфизм в верхнем девоне как прогрессивный, связанный с коллизией Магнитогорской островной дуги и пассивной окраины Восточно-Европейского континента.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Жадеит-гроссуляровый эклогит является древним (Sm_1) UHP -метаморфическим тектоническим включением в породных ассоциациях I структурно-вещественной единицы максютовского комплекса, сформированным в глубинной зоне континентального рифта. Выделение древних $UHPM$ эклогитов (“горячих”) и ассоциирующих с ними ультрамафитов, как мантийно-коровых тектонических включений и девонских HPM эклогитов (“холодных”) и изофациальных им гранат-глаукофановых пород, кварцито-сланцев, графитистых и слюдистых кварцитов с гранатом, глаукофаном и клинопироксеном позволяет увязать имеющиеся данные с геодинамикой формирования коллизионного орогена на Южном Урале. Более того, появляются основания для корреляции геодинамических обстановок эклогитообразования на Урале и в Западном гнейсовом регионе Норвегии [14], где UHP эклогиты подразделяются на позднекембрийские, ассоциированные с гранатовыми перидотитами, и эклогиты, образованные при каледонской коллизии типа континент–континент.

Работа выполнена при финансовой поддержке УрО РАН (проекты 12-И-5-2035, 12-С-5-1011).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вализер П.М. Гранат эклогитов высокобарических комплексов Урала // Литосфера. 2011. № 5. С. 53–68.
2. Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. Ультра-

- высокобарическая ассоциация в ультрамафитах максютовского комплекса (Южный Урал) // Докл. АН. 2011. Т. 441, № 4. С. 510–513.
3. Вализер П.М., Ленных В.И. Амфиболы голубых сланцев Урала. М.: Наука, 1988. 203 с.
 4. Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.
 5. Добрецов Н.Л. Процессы коллизии в палеозойских складчатых областях Азии и механизмы эксгумации // Петрология. 2000. Т. 8. № 5. С. 451–456.
 6. Добрецов Н.Л., Добрецова Л.В. Новые данные по минералогии эклогит-глаукофансланцевого максютовского комплекса // Докл. АН СССР. 1988. Т. 300, № 1. С. 195–200.
 7. Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Ленных В.И. Геохронологическая эволюция максютовского комплекса (Урал) // Докл. АН. 1998. Т. 362, № 3. С. 397–401.
 8. Ленных В.И. Эклогит-глаукофановый пояс Южного Урала. М.: Наука, 1977. 160 с.
 9. 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.
 10. Чесноков Б.В., Попов В.А. Увеличение объема зерен кварца в эклогитах Южного Урала // Докл. АН СССР. 1965. Т. 162, № 4. С. 909–910.
 11. Шацкий В.С., Ягоуц Э., Козьменко О.А. Sm-Nd датирование высокобарического метаморфизма максютовского комплекса, Южный Урал // Докл. АН. 1997. Т. 352, № 6. С. 285–288.
 12. Beane R.J., Connely J.N. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U/Pb and Sm-Nd constraints on the of metamorphic events in the Maksyutov Complex, southern Ural Mountains // J. Geol. Soc. 2000. V. 157. P. 811–822.
 13. Compagnoni R., Hirajima T., Chopin C. Ultra-high-pressure metamorphic rocks in the Western Alps // Ultra-high-pressure metamorphism: Cambridge Univ. Press. 1995. P. 206–243.
 14. Cuthbert S.J., Carswell D.A., Krogh-Ravna E.J., Wain A. Eclogites and eclogites in the Western Gneiss Region, Norwegian Caledonides // Lithos. 2000. V. 52. P. 165–195.
 15. Dobretsov N.L., Shatsky V.S., Coleman R.G. et al. Tectonic sating and petrology of ultrahigh-pressure metamorphic rocks in Maksyutov complex, Ural Mountains, Russia // Jnt. Geol. Rev. 1996. V. 38. P. 136–160.
 16. 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.
 17. Green D.H., Lockwood J.P., Kiss E. Eklogites and almandine-jadeite-quartz rocks from the Guajira peninsula, Colombia, South America. Amer. Min. 1968. V. 53. P. 1320–1335.
 18. Koons P.O. Implications to garnet-clinopyroxene geothermometry of non-ideal solid solution in jadeitic pyroxenes // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 88. P. 340–347.
 19. Leech M. L., Ernst W. G. Petrotectonic evolution of the high – to ultrahigh-pressure Maksyutov Complex, Karayanova area, south Ural Mountains: structural and oxygen isotope constraints // Lithos. 2000. V. 52. P. 235–252.
 20. Lennykh V.I., Valizer P.M., Beane R. et al. Evolution of the Maksyutov Complex Ural Mountains, Russia: Implication for metamorphism // Int. Geol. Rev. 1995. V. 37. P. 584–600.
 21. Lennykh V.I., Valizer P.M. High-pressure rocks of the Maksyutov complex (Southern Urals) // Fourth International Eklogite field symposium. Novosibirsk, OIGGM SB RAS, 1999. P. 64.
 22. Matte P., Maluski H., Caby R. et al. Geodynamic model and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating for the generation and emplacement of the High Pressure (HP) metamorphic rocks in SW Urals // C. R. Acad. Sci Ser. 11. 1993. V. 317. P. 1867–1874.
 23. Ravna E.J., Paquin J. Thermobarometric methodologies applicable to eclogites and garnet ultrabases. EMU Notes in Mineralogy. 2003. V. 5, № 8. P. 229–259.
 24. Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe // Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Rev. Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1–5.

Рецензент В.А. Коротеев

Jadeite-grossular eclogite of the Maksyutov Complex (Southern Ural)

P. M. Valizer*, A. A. Krasnobaev**, A. I. Rusin**

The jadeite-grossular eclogite spatially combined with UHP-ultramafic rocks was studied in the first unit of the Maksutov complex (area of Karayanovo village). Two stages of eclogite formation were distinguished on the basis of petrologic and isotop-chronological studies. The jadeite+grossular-almandine+rutile±phengite assemblage was formed at the first step of UHP-metamorphism (533 ± 4.6 Ma, $P \geq 4.4$ GPa, $T \geq 700^\circ\text{C}$). The early assemblage was transformed into omphacite+grossular-almandine+phengite+albite+clinozoisite+titanite assemblage at decrease in temperature and pressure during regressive stage of the first step ($392\text{--}485 \pm 2.4$ Ma, $P = 3.1\text{--}3.4$ GPa, $T = 633\text{--}740^\circ\text{C}$). At the second progressive step of HP-metamorphism (360 ± 3 Ma, $P = 1.1\text{--}2.2$ GPa, $T = 450\text{--}550^\circ\text{C}$) the chlorite rim which made up of zonal almandine-grossular-pyropo-almandine-grossular, diopside, clinozoisite and chlorite was formed around eclogite body. The comparison of data on eclogite and ultramafic rock allows considering the synchronous P - T - t way of their formation. The jadeite-grossular eclogites and ultramafic rocks are the UHPM tectonic mantle-crustal bloks in the quartzite-schists of the first unit of the complex.

Key words: *eclogite, jadeite, almandine-grossular, UHP-HP metamorphism.*