

Н. М. КОРОЛЁВ, Л. П. НИКИТИНА (ИГГД РАН),  
В. Н. ЗИНЧЕНКО, ЖОАО ФРАНСИШКУ (Горно-рудное общество «Катока», Ангола)

## ЭКЛОГИТОВЫЕ КСЕНОЛИТЫ ИЗ АЛМАЗОНОСНЫХ КИМБЕРЛИТОВ ТРУБОК КАТОКА И КАТ-115 (КРАТОН КАССАИ, ЗАПАДНАЯ АФРИКА)

### МИНЕРАЛОГИЯ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Впервые приводятся данные по минеральному составу и условиям образования эклогитов, которые преобладают среди мантийных ксенолитов, вынесенных кимберлитами трубок Катока и Кат-115. Типы эклогитов (высокоглиноземистые, низко- и высокомагнезиальные), химический состав породообразующих минералов и кристаллизация в условиях алмазной фации сходны с эклогитами из мантии раннекембрийских кратонов Мен, Каапваальского и Сибирского. Многостадийная эволюция эклогитов как следствие неоднократного изменения термальных режимов в мантии под кратоном Кассаи запечатлена в изменении состава породообразующих минералов и аксессуарных рутила и циркона. В эклогитовых ксенолитах трубки Катока присутствуют рутилы с содержанием  $Nb_2O_5$  до 11,0 вес.% (ильменорутилы), превышающим обычное (до 8,0 вес.%) содержание Nb в рутилах алмазноносных эклогитов и образующих включения в алмазах [6, 51]. Учитывая, что кимберлитовая трубка Катока — одна из богатейших алмазноносных трубок мира, разумно полагать, что нахождение ильменорутилов в кимберлитах и выносимых ими мантийных ксенолитах может служить важным минералогическим признаком высокой продуктивности кимберлитовых тел на алмазы.

Ключевые слова: *кратон Кассаи, верхняя мантия, эклогиты, термобарометрия, высокониобиевые рутилы.*

The first data on the mineralogical composition, PT equilibrium conditions of mineral assemblages of eclogite xenoliths from the upper mantle beneath craton Kassai are represented in the paper. The types of eclogites, low- and high-MgO, the chemical composition of mineral and crystallization in a diamond phase are similar to eclogites in the mantle, underlying Man, Kaapvaal and Siberian cratons. Multi-stage evolution of the eclogites as a result of repeated changes in thermal regimes in the mantle beneath the craton Kassai captured in changing the composition of the rock-forming minerals and accessory rutile. Rutiles from the high-MgO eclogites contain  $Nb_2O_5$  to 11.0 wt.% (ilmenorutile) exceeding the usual (up to 8.0 wt.%) content of  $Nb_2O_5$  in rutiles of diamondiferous eclogite and forming inclusions in diamonds [6, 51]. Take into account for that Catoca kimberlite pipe is one of the richest diamond-bearing pipes of world, it is believed that the presence ilmenorutiles in kimberlites and their mantle xenoliths can be an important mineralogical sign of high productivity kimberlite on diamond.

Keywords: *craton Kassai, upper mantle, eclogites, termobarometry, high niobium rutiles.*

В большинстве моделей верхней мантии богатые оливином гранатовые перидотиты рассматриваются как ее главные компоненты. Эклогиты и пироксениты по некоторым оценкам [40] составляют не более 5% континентальной литосферной мантии, а на долю эклогитов приходится менее 2% [46]. Несмотря на это, ксенолиты обнаружены в кимберлитах кратонов Каапваал [29, 34, 35], Зимбабве [23], Мен [11, 12, 25], Слейв [10, 24], Сибирский [7, 13, 26, 27, 30, 50] и Северо-Китайский [54]. Алмазы с включениями Е-типа находятся в кимберлитах и лампроитах повсеместно [22], большинство наиболее крупных алмазов обнаружено именно в эклогитах. Существование алмаза в эклогитах свидетельствует о том, что они образовались в мантии и являются высокобарическими породами. Е-тип включений в алмазах встречается значительно реже, чем Р-тип, это указывает на то, что при 5–6 ГПа (150–180 км) эклогиты не были главной составляющей в мантии [21]. Однако эклогитам приписывается важная роль в построении геодинамических и геохимических моделей взаимодействия мантии и земной коры. Вопрос о происхождении мантийных

эклогитов до сих пор нельзя считать окончательно решенным. В пионерских работах по эклогитам из кимберлитовых трубок Каапваальского кратона [33, 48] предполагалось, что эклогиты имеют магматический генезис. Гроспидиты и кианитовые эклогиты рассматривались как ранние пирокеновые или пироксен-корундовые кумулаты, которые подвергались интенсивному субсолидусному распаду с образованием кианита и граната [48]. Затем образовывались более богатые железом эклогиты, содержащие пироксен и гранат в качестве солидусных фаз и фракционирующие в сторону более магнезиальных биминеральных эклогитов. Позднее в принципиально иной петрогенетической модели эклогиты рассматривались как продукты субдуцированной в мантию океанической коры, предварительно измененной под воздействием морской воды и затем преобразованной в мантийных условиях при высоких температурах и давлениях [34]. Это подтверждается детальными исследованиями в эклогитах геохимии редких элементов и радиогенных изотопов в системах Sm-Nd, Rb-Sr, Lu-Hf, Re-Os [11; 12, 27, 28, 29, 49, 50], что в настоящее

время принимает большинство исследователей. За это говорит и различие изотопного состава кислорода в мантийных эклогитах и перидотитах, а также широкие пределы колебаний значений  $\delta^{18}\text{O}$  в эклогитах, близкие к пределам в современных офиолитах [26, 27, 29]. Кроме того, изотопный состав углерода в алмазах из эклогитов ( $\delta^{13}\text{C}$  от +3 до  $-34\text{‰}$ ) отличается от такового в алмазах перидотитового парагенезиса ( $\delta^{13}\text{C} = -5 \pm 4\text{‰}$ ) [40, 44]. Предполагается [26], что мантийные эклогиты были генерированы в глобально проявившемся в период позднего архея субдукционном процессе, поэтому и различия между эклогитами из мантии, подстилающей кратоны, очень малы.

Получены первые результаты изучения минералогии и условий образования эклогитовых ксенолитов из кимберлитовых трубок Катока и Кат-115 (кратон Кассаи, Ангола), наиболее распространенных в них среди мантийных ксенолитов. Незначительную часть ксенолитов составляют перидотиты (гранатовые лерцолиты и дуниты). Преобладание эклогитов среди мантийных ксенолитов является редкостью. Оно наблюдается в кимберлитовых трубках комплекса Койду, зондирующих мантию под кратоном Мен, а также в кимберлитовой трубке Робертс Виктор, прорывающей Каапваальский кратон. Геохимическая характеристика эклогитов, U-Pb возраст и геохимия цирконов из ксенолитов будут представлены во второй статье. Данные обеих статей послужат базой для построения обоснованной гипотезы происхождения эклогитов в континентальной литосферной мантии региона.

**Геологическое положение кимберлитовых трубок Катока и Кат-115.** Структурное положение кимберлитовых тел в пределах кратона Кассаи (рис. 1) кон-

тролируется региональной тектонической структурой – коридором Лукапа [2, 3, 45]). Архейский возраст кратона подтверждается данными Sm-Nd метода о возрасте ксенолитов гранито-гнейсов из кимберлитов трубки Катока (2600 млн лет). Нижняя граница литосферной мантии под кратоном, по данным глобальной сейсмической томографии, располагается на глубине 300–400 км [14].

Трубка Катока входит в число крупнейших по размерам (915 × 990 м, площадь 63,6 га) и разведанным запасам алмазов кимберлитовых тел в мире. Это слабоэродированная палеовулканическая постройка, сложенная полигенными комплексами пород кимберлитовой формации, различными по составу, петрофизическим свойствам и степени алмазоносности [2]. Геологическая модель (рис. 2), основанная на данных изучения глубоких горизонтов трубки [4, 41], представляет собой структурные взаимоотношения и состав формирующих ее полигенных комплексов кимберлитов. U-Pb возраст цирконов из кимберлитов 118 млн лет [45]. Трубка Кат-115 расположена в 7 км к северу от трубки Катока. Размеры ее 340 × 800 м, а площадь около 29 га, что позволяет отнести её к категории крупных кимберлитовых тел. По набору петрогенетических комплексов обе трубки аналогичны, но в трубке Кат-115 имеются два подводных канала на уровне диагренмы, объединённых общей кратерной впадиной (рис. 3) [4].

**Методы исследования.** Химический состав минералов на уровне главных элементов определён методом SEM-EDS в ИГГД РАН на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA с энергодисперсионной приставкой JED-2200. Тонкие полированные пластинки пород напылялись угле-

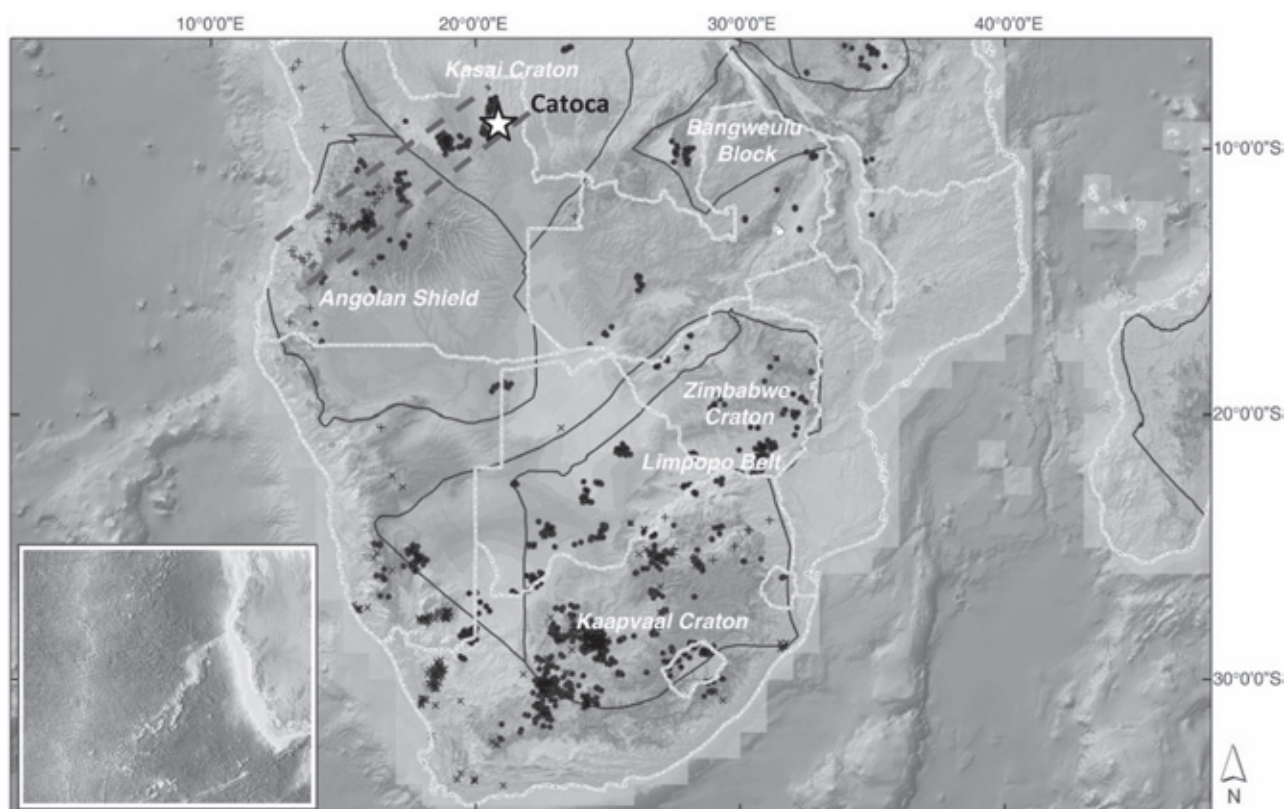


Рис. 1. Положение трубки Катока (отмечена звездочкой) в пределах коридора Лукапа, оконтуренного штриховыми линиями [45]



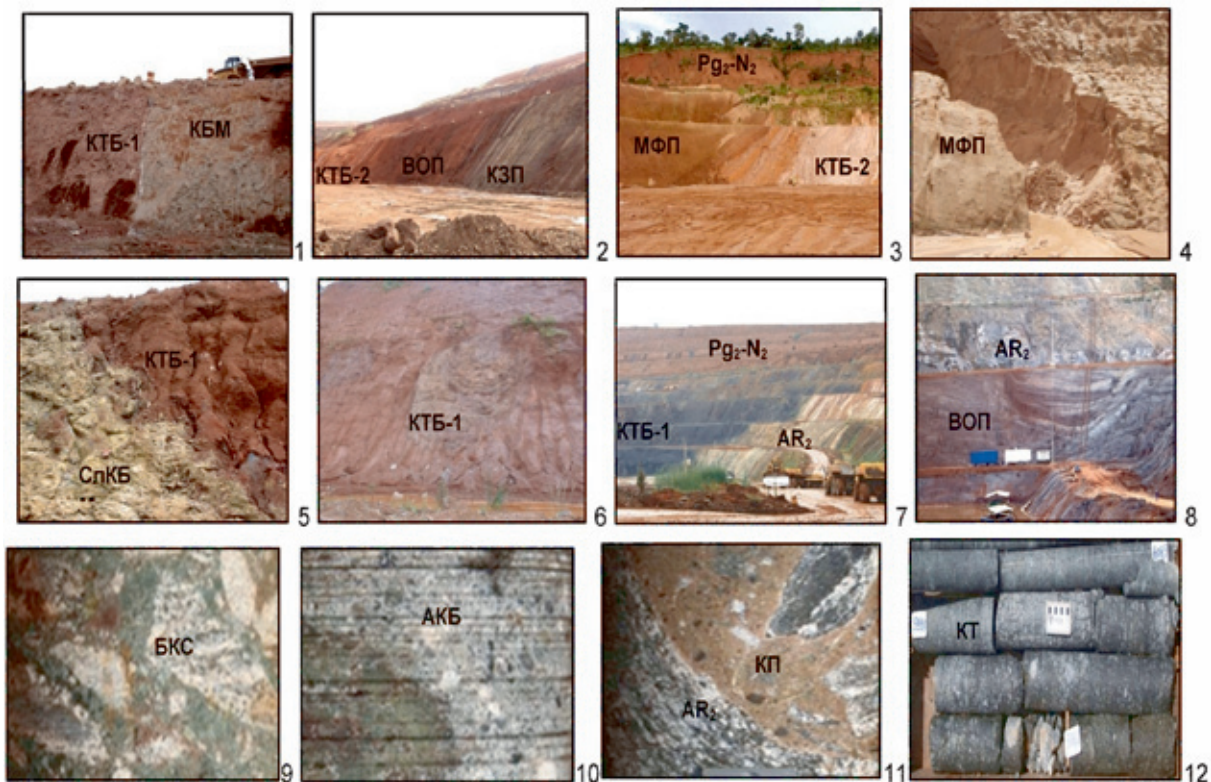
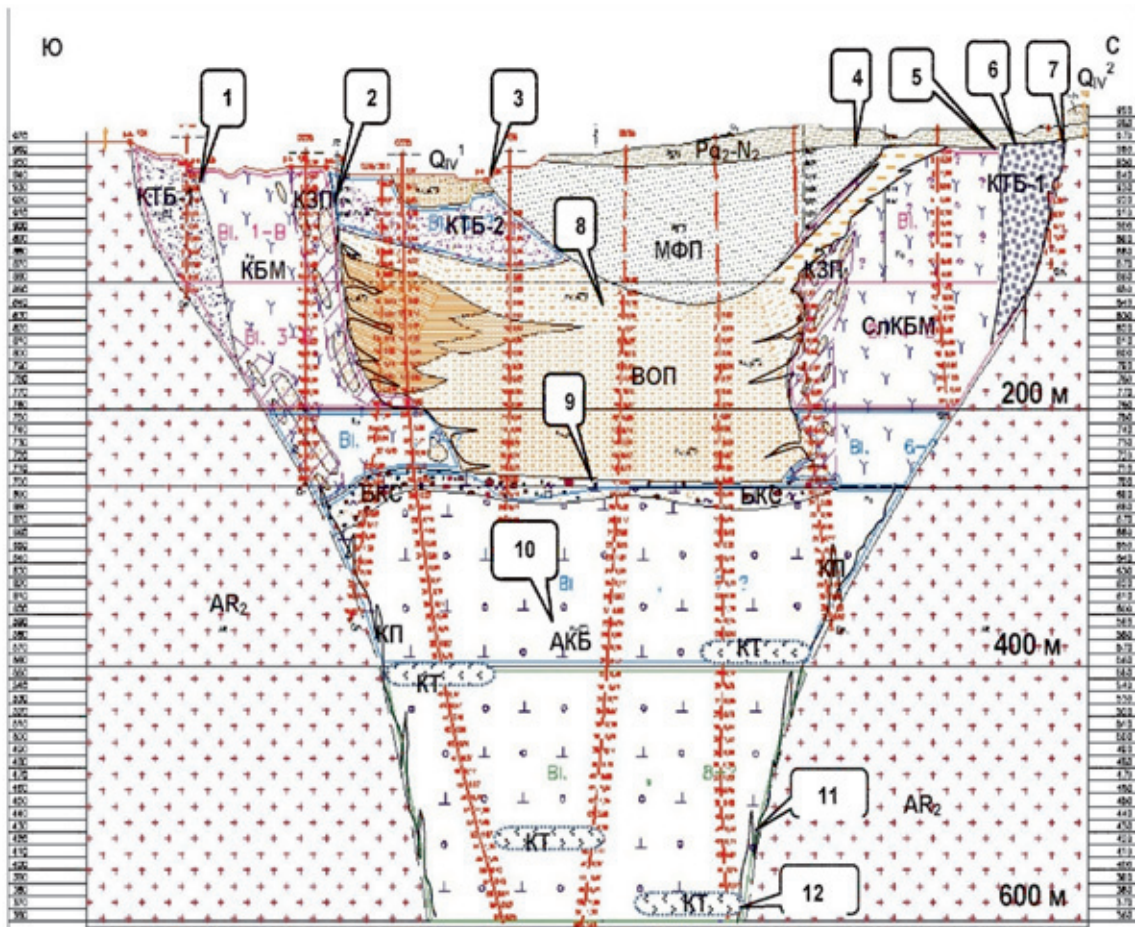


Рис. 2. Геологический разрез кимберлитовой трубки Катока до глубины 600 м [4, с изменениями]

AR<sub>2</sub> – вмещающие гнейсы (7, 8); КБМ – массивные кимберлитовые брекчи (1); СлКБ – слоистые кимберлитовые брекчи (5); КТБ-1 – туфобрекчи 1-й фазы (1, 5, 6, 7); КТБ-2 – туфобрекчи 2-й фазы (2, 3); БКС – брекчи ксенолитового «слоя» (9); АКБ – автолитовые кимберлитовые брекчи (10); КП – дайки порфировых кимберлитов (11); КТ – штокверки туффизитов (12); КЗП – кимберлиты зоны перехода (2); ВОП – вулканогенно-осадочная ассоциация (2, 8); МФП – песчаники формации Интеркалар (3, 4); Pg<sub>2</sub>-N<sub>2</sub> – песчаники группы Калахари (3, 7); Q<sub>IV</sub><sup>1</sup>, Q<sub>IV</sub><sup>2</sup> – аллювий. Красные линии – разведочные скважины



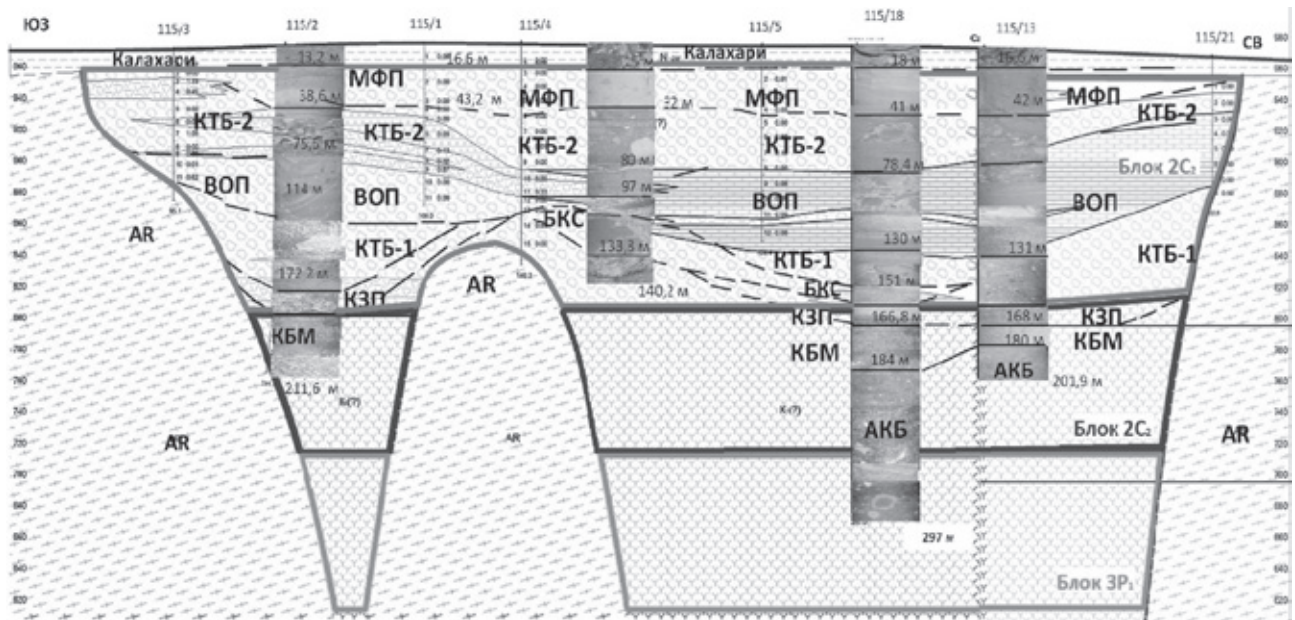


Рис. 3. Геологический разрез кимберлитовой трубки Кат-115 до глубины 350 м [4, с изменениями]

Усл. обозн. см. на рис. 2

родом. Точечные определения состава минералов выполнялись с использованием электронного луча с ускоряющим напряжением в 20 кэВ и током 5 нА, размер пятна 3 мкм. Время накопления каждого спектра 50 с, в качестве стандартов использовались природные минералы, чистые оксиды и металлы. Для коррекции матричного эффекта применялся алгоритм ZAF.

Валентное состояние железа и соотношение  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  определялись методом Мёссбауэровской спектроскопии в ИГГД РАН. Измерения производились при комнатной температуре и постоянном ускорении в интервале скоростей от  $-7$  до  $+7$  мм/с. Источником  $\gamma$ -излучения служил  $^{57}Co$  в матрице  $Cr$  активностью 50 мКи. Для калибровки спектрометра использовалось металлическое железо. Отобранные под бинокляром минералы растирались в вибромельнице. Образец помещался в агатовую капсулу с ацетоном без доступа воздуха, чтобы избежать окисления железа в процессе растирания. Затем образцы смешивались с полиэтиленом и прессовались в виде конуса, нормаль к образующей которого составляла с направлением гамма-излучения угол в  $54,7^\circ$ , что исключало асимметрию спектров вследствие преимущественной ориентации частиц исследуемого минерала. Плотность поглотителя по природному железу  $5 \text{ мг/см}^2$ . Аппроксимация спектров проводилась совокупностью линий формы Лоренца. Относительное количество  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$  в структуре минералов определялось по интегральным интенсивностям дублетов, соотносимых с закисным и окисным железом. Для всех минералов, кроме граната, предполагалось, что вероятность эффекта Мёссбауэра одинакова для ионов железа разной валентности и в различных позициях. Для гранатов использовалась поправка, учитывающая различную величину эффекта Мёссбауэра для атомов железа, заселяющих октаэдрические и додекаэдрические позиции [55]. Скоростные параметры спектров определены с погрешностью  $\pm 0,01$  мм/с. Погрешность определения отношения  $Fe^{3+}/\Sigma Fe$  в структуре минералов  $\pm 0,005-0,01$ .

**Петрография и минералогия эклогитовых ксенолитов.** Среди эклогитов выделяются высокомагнезиальные (H-MgO), низкомагнезиальные (L-MgO) и высокоглиноземистые (H- $Al_2O_3$ ) разновидности (табл. 1)\*. Низкомагнезиальные эклогиты сложены гранатом пироп-альмандинового ряда и низкомагнезиальным омфацитом, в качестве акцессорного минерала присутствует рутил с низким содержанием  $Nb_2O_5$  (до 1–1,2 вес.%). Все они имеют гранобластовую структуру. Высокомагнезиальные эклогиты сложены минералами с повышенным содержанием магния. Гранат в них представлен пиропом, а клинопироксен высокомагнезиальным омфацитом. Особенностью данных пород является наличие в них ниобиевой разновидности рутила – ильменорутилов, в которых содержание  $Nb_2O_5$  составляет 8–11 вес.%. Иногда в краевых частях зерен рутила наблюдаются участки размером не более 10–15 мкм с содержанием  $Nb_2O_5$  до 20–25 вес.%. Структура эклогитов этого типа преимущественно порфиробластовая, сочетающаяся либо с полосчатой, либо с неявно сланцеватой или массивной текстурой. Высокоглиноземистые эклогиты сложены высоконариевым омфацитом гранатом, в которомgrossуляровый минал незначительно преобладает над пиропом и альмандином. В небольшом количестве присутствуют кианит и корунд.

Во всех типах эклогитов в той или иной степени развита вторичная минерализация, приуроченная главным образом к трещинам, прожилкам, межзерновым карманам, где зачастую минералы имеют четкие кристаллографические очертания. Основные вторичные минералы – амфибол паргаситового

\* Условные обозначения минералов: Ab – альбит, Aeg – эгирин, Alm – альмандин, Amf – амфибол, Ap – апатит, BaFsp – бариевый полевой шпат, Bt – биотит, Crx – клинопироксен, Cr-Prp – Cr-пироп, Crn – корунд, Di – диопсид, En – энстатит, Fo – форстерит, Fs – ферросилит, Grs – гроссуляр, Grt – гранат, Ilm – ильменит, Jd – жаденит, Mgt – магнетит, KFsp – калиевый полевой шпат, Ol – оливин, Omf – омфацит, Orx – ортопироксен, Phl – флогопит, Pl – плагиоклаз, Prp – пироп, Prv – перовскит, Rt – рутил, Srp – серпентин, Wo – волластонит.

## Минералогический состав ксенолитов

Разновидности ксенолитов	Породообразующие минералы				Акцессорные минералы		Вторичные минералы
	Grt	Cpx	Оpx	Ol	Rt * (+Ilm)	Другие	
<i>Эклогиты</i>							
Высокоглиноземистые	Prp 29–33 Alm 29–31 Grs 33–40	(Wo+En+Fs) 39–46 Jd 54–61	–	–	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (до 1,5 вес.%)	Crn	Amf, Ap, Pl, BaFsp, Srp
Низкомагнезиальные	Prp 35–48 Alm 33–45 Grs 16–28	(Wo+En+Fs) 55–65 Jd 31–44 Aeg 0–6	–	–	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (до 1,5 вес.%)	–	Amf, Ap, Pl, KFsp, Bt, Srp
Высокомагнезиальные	Prp 67–75 Alm 17–23 Grs 4–10	(Wo+En+Fs) 73–80 Jd 20–25 Aeg 0–5	–	–	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (6–11 вес.%) Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (до 1 вес.%)	–	Amf, Ap, BaFsp, Bt, Srp
<i>Перидотиты</i>							
Grt-лерцолит	Cr-Prp	Cr-Di	En	Fo (ΣFe ≈ ≈ 8 вес.%)	–	–	Phl
Дунит	–	–	–	Fo (ΣFe ≈ ≈ 17 вес.%)	–	Ilm, Mgt, Prv	Phl, Srp

\* Содержание Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в рутиле.

ряда, биотит, флогопит, апатит, натриевые плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, серпентин.

*Гранаты* из эклогитовых ксенолитов (табл. 2) относятся к пироп-альмандиновому ряду. Минальный состав гранатов низкомагнезиальных эклогитов: Prp 35–48 Alm 33–45 Grs 16–28 (рис. 4). Он близок к составу гранатов из ксенолитов низкомагнезиальных эклогитов в кимберлитах комплекса Койду кратона Мен [11], трубки Newland Каапваальского кратона [35] и Северо-Китайского кратона [54]. В гранатах высокомагнезиальных эклогитов содержание магнезиального минала около 70%, и альмандиновый минал преобладает над гроссуляровым (рис. 4). Их минальный состав: Prp 67–75, Alm 17–23, Grs 4–10. Гранаты из высокоглиноземистых эклогитов характеризуются приблизительно одинаковым содержанием пиропового и альмандинового миналов и незначительным преобладанием гроссулярового минала: Prp 29–33, Alm 29–31, Grs 33–40. Такой состав имеют гранаты из кианитовых эклогитов высокобарического метаморфического комплекса (UHP metamorphic complex) Северо-Китайского кратона [56].

В низкомагнезиальных и высокоглиноземистых эклогитах установлено полистадийное преобразование гранатов, выражающееся в увеличении содержания MgO и уменьшении CaO и FeO в периферических, обычно мелкозернистых зонах зерен (рис. 5, а). Профили распределения Mg, Fe, Ca в зернах граната показаны на рис. 5, б. Тренды изменения состава гранатов из трех ксенолитов видны на диаграмме Prp–Alm–Grs (рис. 6, а). Такой тип зональности установлен и в гранатах из эклогитовых ксенолитов в кимберлитах Койду [25]. В высокомагнезиальных эклогитах подобных изменений не обнаружено.

*Клинопироксены* эклогитов (табл. 3) относятся к омфацитам (рис. 7). Содержание MgO, CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Na<sub>2</sub>O в них колеблется в широких пределах. Омфацит из низкомагнезиальных эклогитов относится к Ca-Na группе, его минальный состав:

(Wo+En+Fs) 55–65, Jd 31–44, Aeg 0–6. Омфациты высокомагнезиальных эклогитов отличаются повышенным содержанием MgO. Их минальный состав: (Wo+En+Fs) 73–80, Jd 20–25, Aeg 0–5. Клинопироксены высокоглиноземистых эклогитов относятся к высоконатриевым омфацитам: (Wo+En+Fs) 39–46, Jd 54–61.

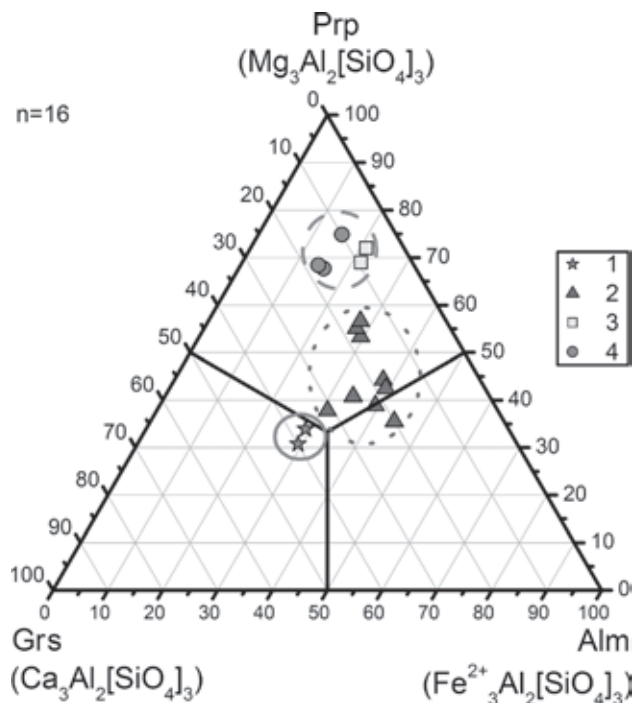


Рис. 4. Тройная диаграмма минального состава гранатов из верхнемантийных ксенолитов. Миналы рассчитаны по [32]. На диаграмму нанесены только составы центральных частей гранатов

1–3 – эклогиты (высокоглиноземистые, низкомагнезиальные, высокомагнезиальные); 4 – лерцолиты

Химический состав гранатов из эклогитовых ксенолитов

Образец	N <sub>опр</sub>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма
<i>Высокоглиноземистые эклогиты</i>											
kat-14 core	9	39,31	0,19	22,63	0,09	0,00	14,78	0,17	8,83	13,88	99,88
kat-14-I	1	39,72	0,40	22,60	0,13	0,00	16,06	0,21	11,48	9,26	99,86
kat-9 core	6	39,41	0,32	22,67	—	—	14,31	0,27	8,03	15,01	100,10
kat-9 rim	1	39,5	0,32	22,31	—	—	14,13	0,24	7,78	15,71	100,08
kat-9-I	1	39,97	0,23	23,11	—	—	13,76	0,19	9,16	13,58	100,00
kat-9-II	3	39,64	0,38	22,62	—	—	14,96	0,25	10,11	11,89	99,93
kat-9-III	1	40,43	0,26	22,64	—	—	15,02	0,23	10,97	10,45	100,00
kat-9-IV	1	40,20	0,62	22,77	—	—	14,20	0,44	12,23	9,36	99,82
<i>Низкомагнезиальные эклогиты</i>											
kat-1 ink	2	39,86	0,26	22,81	—	—	17,13	0,29	11,16	8,50	100,02
kat-1 core	21	39,63	0,28	22,46	0,06	0,11	18,54	0,28	11,49	7,17	99,93
kat-1-II	4	40,76	0,35	22,77	0,03	0,09	14,26	0,34	15,72	5,75	99,97
kat-1-III	2	41,00	0,36	23,00	—	—	12,72	0,32	17,44	5,18	100,12
kat-1-IV	1	41,62	0,56	22,73	0,02	—	11,63	0,41	18,22	4,83	100,05
kat-3 core	4	39,05	0,24	21,99	0,02	0,18	21,15	0,38	9,05	7,99	99,86
kat-3-I	5	39,50	0,11	22,28	0,05	0,16	19,66	0,38	10,36	7,59	99,95
kat-3-II	1	40,60	0,40	22,18	—	—	17,02	0,45	13,02	6,33	100,00
kat-3-III	1	40,49	0,32	22,88	0,21	—	15,09	0,37	14,70	5,95	100,06
kat-3-IV	1	40,80	0,61	22,47	0,40	—	13,34	0,53	16,85	5,00	100,08
kat-11 core	5	39,34	0,18	22,45	0,13	0,00	17,30	0,24	10,51	9,73	99,89
kat-13 core	6	39,25	0,18	22,50	0,13	0,00	16,02	0,18	9,74	11,91	99,89
kat-13-I	2	39,24	0,20	22,52	0,15	—	16,84	0,23	10,39	10,34	99,89
kat-5 core	6	39,60	0,10	22,51	—	—	19,17	0,39	10,65	7,60	100,09
kat-5-I	3	40,02	0,19	22,48	—	—	17,85	0,41	12,29	6,75	100,08
kat-5-II	1	39,53	0,17	22,58	—	—	17,98	0,56	11,56	7,62	100,17
kat-15 core	10	40,54	0,28	23,03	0,02	—	14,29	0,26	14,67	6,88	100,05
<i>Высокомагнезиальные эклогиты</i>											
kat-2 core	9	41,47	0,10	23,62	0,06	—	11,51	0,37	18,86	3,98	100,00
kat-18 core	7	41,36	0,13	23,62	0,19	—	11,50	0,25	19,58	3,27	99,93
kat-18 rim	1	41,14	0,08	23,56	0,25	—	11,04	0,31	20,07	3,45	99,94

*Примечание:* Здесь и в следующих таблицах: N<sub>опр</sub> — количество точек определения; core — центральные части зерен; rim — краевые части зерен; ink — включения; I–IV — зоны изменения состава. Содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> определено методом Мёссбауэровской спектроскопии.

В клинопироксенах низкомагнезиальных и высокоглиноземистых эклогитов нередко периферийные части зерен по морфологии и составу отличаются от однородных, ненарушенных центральных зон. Их морфология подобна декомпрессионным структурам «растрескивания» (crinkled) [53]. Кроме того, в них наблюдаются уменьшение содержания Na<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и увеличение CaO и MgO по сравнению с составом центральных частей зерен (рис. 6, б). Подобная композиционная зональность описана и в пироксенах эклогитов из кимберлитов комплекса Койду кратона Мен [25].

Наиболее распространены среди акцессорных минералов в эклогитах рутил и железисто-оксидные минеральные фазы. В ксенолитах высокоглиноземистых эклогитов, кроме рутила, присутствует также корунд, который содержит TiO<sub>2</sub> 0,30 и FeO 0,51 вес.%.

Рутил присутствует в двух разновидностях — собственно рутила в низкомагнезиальных и высокоглиноземистых эклогитах и ильменорутила в высокомагнезиальных эклогитах (табл. 4). В низкомагнезиальных и высокоглиноземистых эклогитах рутил образует либо вытянутые с прямоугольными очертаниями, либо изометричные зерна. Он присутствует как на границе зерен граната и пироксена, так и в виде включений в обоих минералах. В составе рутила FeO до 2,0 и Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> до 1,0–1,2 вес.%. В ильменорутилах высокомагнезиальных эклогитов содержание Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 8,0–12,0 вес.%. Оно значительно превышает обычное содержание Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в рутилах из алмазосных эклогитов и включениях в алмазах от 1,0–1,5 до 8,0 вес.% [6, 51]. Однако в кимберлитах алмазосной трубки Орапа (Ботсвана) обнаружены нодулы рутилов, содержащих Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> до 21,0 вес.%, хотя в целом установленные вариации



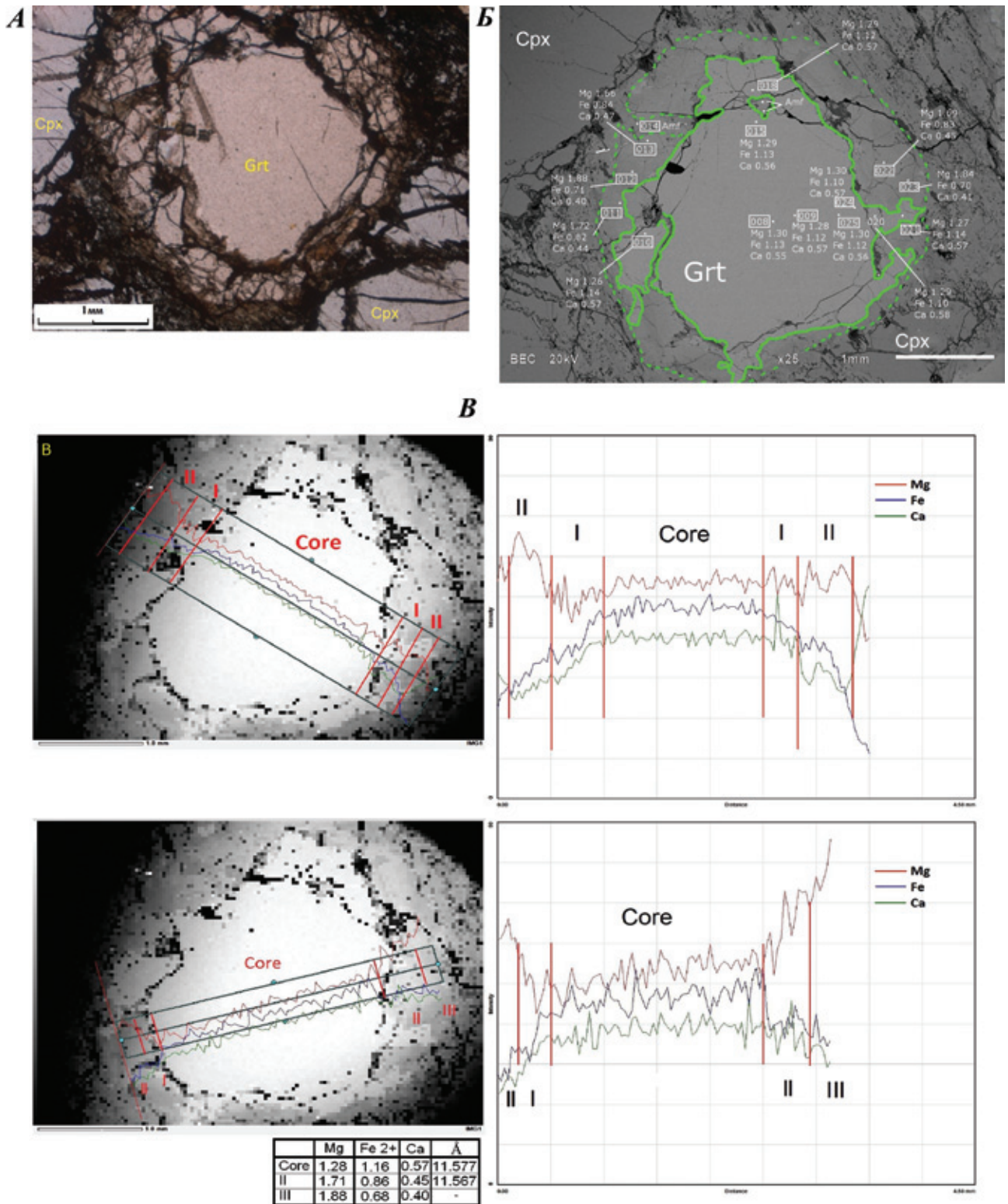


Рис. 5. Мелкозернистые каймы вокруг зерен граната из низкомагнезиального эклогита

*A* – б/ан; *B* – BSE; *B* – профили распределения Mg, Fe, Ca в зерне граната из низкомагнезиального эклогита. Å – параметр элементарной ячейки для соответствующих зон

ции в содержании ниобия от 2–3 до 21 вес.% [23]. В изученных нами высокомагнезиальных эклогитах в краевых частях некоторых зерен рутила наблюдаются участки размером не более 10–15 мкм с содержанием Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> до 20,0–25,0 вес.%. Для ответа на вопрос, представляют ли эти участки включение какого-то ниобиевого минерала в рутиле, требуется их дальнейшее исследование.

В зернах рутила часто наблюдаются структуры распада, в которых ламели представлены ильменитом (рис. 8). По расположению ламелей ильменита можно выделить два типа структур распада. В первом, наиболее распространенном, линейные ламели образуют решетчатую систему с двумя преобладающими направлениями, пересекающимися под углом от 101 до 108° (рис. 8, *A*). В одном из

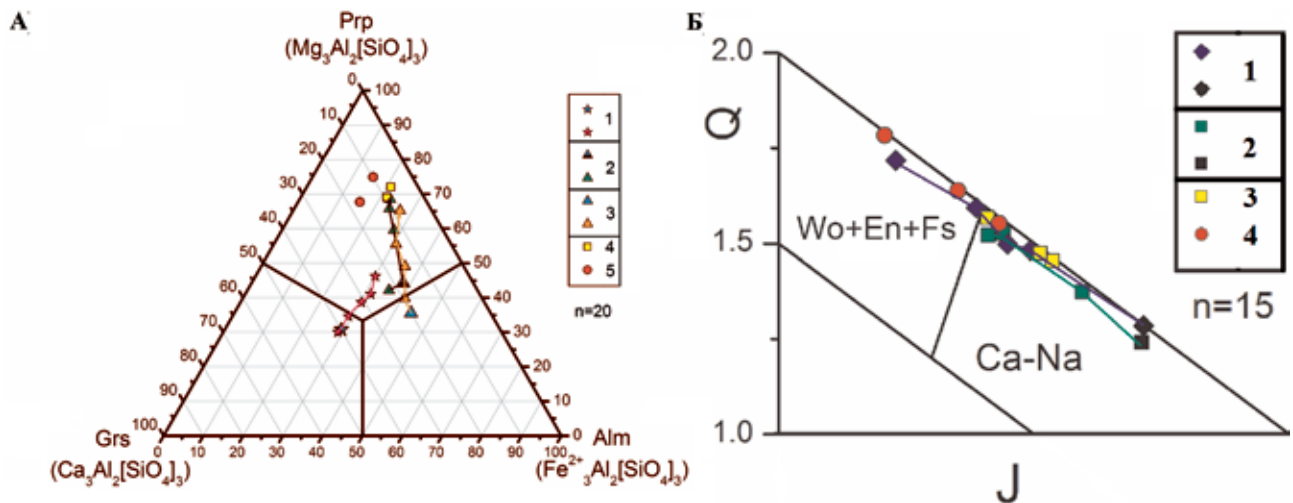


Рис. 6. Тренды изменения состава

А – гранатов из ксенолитов высокоглиноземистых (1) и низкоглиноземистых (2, 3) эклогитов на диаграмме Prp-Alm-Grs (залитые значки – составы центральных, неизмененных частей зерен). Для сравнения показан состав высокомагнезиальных эклогитов (4) и гранатовых лерцолитов (5);

Б – клинопироксенов из низкомагнезиальных эклогитов (1, 2) от центральной части зерен (черные значки) к крайним зонам (цветные значки) на диаграмме Q–J ([36]; Q = Ca + Mg + Fe<sup>2+</sup>, J = 2Na); высокомагнезиальные эклогиты и гранатовые лерцолиты (3, 4)

Таблица 3

Химический состав клинопироксенов из эклогитовых ксенолитов

Образец	N <sub>опр</sub>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	FeO <sub>tot</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сумма
<i>Высокоглиноземистые эклогиты</i>												
kat-14 core	2	56,27	0,27	16,99	0,04	–	2,14	0,01	6,24	11,01	7,06	100,00
kat-9 core	7	56,68	0,31	16,18	–	–	2,13	0,06	6,14	9,91	8,59	100,00
kat-9-I	1	55,71	0,50	18,52	–	–	2,58	–	4,84	8,29	9,57	100,00
<i>Низкомагнезиальные эклогиты</i>												
kat-1 core	7	55,37	0,33	9,47	0,15	0,95	4,96	0,05	9,93	14,59	5,10	100,05
kat-1 rim	1	55,00	0,38	5,85	0,13	1,02	5,32	–	12,79	17,40	3,13	100,10
kat-1-I	2	54,44	0,65	8,30	0,07	–	5,16	0,10	11,79	15,24	4,26	99,99
kat-1-II	2	52,70	0,34	7,00	0,19	–	6,96	0,12	11,02	18,81	2,90	100,13
kat-3 core	10	55,23	0,33	8,28	0,16	2,17	6,34	0,05	9,73	14,76	5,11	100,20
kat-3 rim	2	53,05	0,30	4,73	0,13	2,54	7,42	0,08	13,21	19,51	1,61	100,28
kat-3-I	1	54,76	0,32	3,82	1,21	–	4,74	0,15	15,38	16,85	2,76	100,09
kat-3-II	4	53,86	0,46	5,81	0,23	–	6,97	0,03	11,21	17,93	3,48	100,13
kat-3-III	2	52,90	0,48	6,22	0,17	–	7,31	0,10	10,93	18,71	3,15	100,15
kat-11 core	3	56,01	0,27	12,88	0,16	0,89	3,23	0,01	8,25	13,17	5,99	100,06
kat-13 core	5	55,82	0,27	13,11	0,16	0,49	3,02	0,02	8,26	13,29	5,99	100,00
kat-5 core	14	55,72	0,41	9,45	0,03	–	5,19	0,04	9,55	13,79	5,82	100,00
kat-5 rim	1	54,13	0,44	6,49	–	–	5,40	0,22	11,98	18,21	3,13	100,00
kat-15 core	9	55,71	0,55	9,93	0,08	–	4,20	0,03	10,04	13,68	5,79	100,00
kat-15-I	2	54,70	0,53	6,20	0,16	–	4,63	0,12	13,86	16,34	3,47	100,06
<i>Высокомагнезиальные эклогиты</i>												
kat-2 core1	11	56,04	0,24	4,84	0,16	2,05	3,06	–	14,34	18,32	2,93	100,13
kat-2 core2	3	55,46	0,19	5,57	0,15	2,03	3,02	–	13,77	18,01	3,69	100,06
kat-18 core	3	55,33	0,35	6,23	0,22	2,13	3,10	–	13,28	17,46	3,86	100,04
kat-18-I	1	3,54	0,33	3,54	0,31	–	3,36	–	14,87	20,92	2,03	99,94

\* См. примеч. к табл. 2.



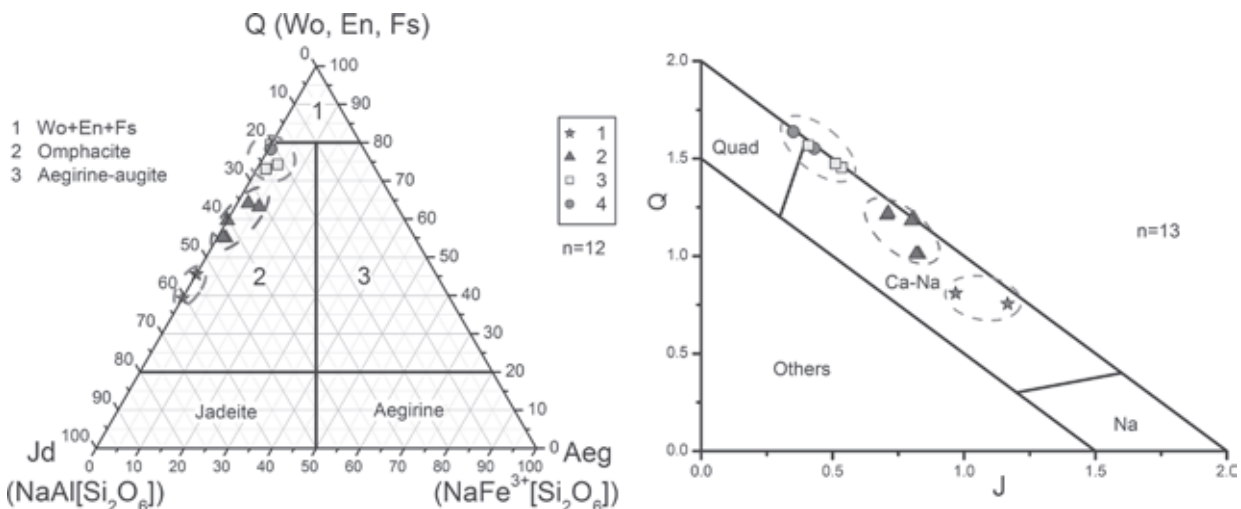


Рис. 7. Положение фигуративных точек клинопироксенов из ксенолитов эглогитов и гранатовых лерцолитов на классификационных диаграммах [36]). На диаграмму нанесены составы только центральных частей клинопироксенов  
Усл. обозн. см. на рис. 4

Таблица 4

**Химический состав (вес.%) рутилов из ксенолитов низко- и высокомагнезиальных эглогитов**

Образец	N <sub>опр</sub>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sub>tot</sub>	MgO	CaO	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
<i>Низкомагнезиальные эглогиты</i>											
kat-3c	1	0,12	97,81	0,66	—	0,57	—	—	0,84	—	100,00
kat-3r	3	0,15	97,53	0,38	0,17	0,80	—	—	0,87	—	99,90
kat-3c	1	0,24	98,40	0,59	—	0,37	—	—	—	—	99,60
kat-3r	1	0,13	98,02	0,12	—	1,62	—	—	0,12	—	100,01
kat-3r	1	0,14	98,78	0,30	—	0,78	—	—	—	—	100,00
kat-11c	1	—	96,97	0,86	0,35	1,22	—	—	0,60	—	100,00
kat-13c	1	0,17	96,55	1,14	0,20	1,29	0,13	—	0,34	—	99,82
kat-15c	4	0,35	97,68	0,30	—	0,52	0,10	—	1,07	—	100,02
<i>Высокомагнезиальные эглогиты</i>											
kat-18c	1	0,19	87,97	0,56	0,85	3,13	0,23	—	7,06	—	99,99
kat-18c	5	0,15	87,82	0,51	0,94	2,99	0,11	—	7,49	—	100,1
kat-18c	6	0,17	81,72	1,00	0,89	6,37	1,03	—	8,82	—	100,00
kat-18c	8	0,37	87,15	0,96	0,59	3,80	0,26	—	6,87	—	100,00
kat-18c	9	0,14	86,25	0,54	0,95	3,49	0,16	—	8,46	—	99,99
kat-18r	10	0,38	80,25	1,02	0,76	6,46	1,52	—	9,61	—	100,00
kat-18c	11	0,20	86,03	0,97	0,87	2,84	0,03	—	9,05	—	99,99
kat-18c	12	0,14	76,05	1,18	0,8	10,53	2,73	—	8,57	—	100,00
kat-18r	13	0,37	85,57	0,88	0,85	3,14	0,03	—	9,16	—	100,00
kat-18r	16	0,44	87,85	0,46	0,77	3,16	—	—	7,32	—	100,00
kat-18c	25	0,38	87,05	0,98	0,62	2,79	0,20	—	7,97	—	99,99
kat-18c	26	0,31	76,80	1,06	0,51	11,02	2,62	—	7,67	—	99,99
kat-18r	27	0,29	87,19	0,75	0,71	2,70	0,35	—	8,02	—	100,01
kat-18r	28	0,32	69,30	1,36	1,14	4,95	0,54	—	21,09	1,30	100,00
kat-18r	29	0,93	63,50	1,32	0,72	7,23	1,06	—	23,84	1,40	100,00
kat-18r	32	4,51	54,23	2,65	0,94	6,34	3,65	—	24,97	2,17	100,01
kat-2r	1	0,20	83,07	0,78	0,45	4,34	0,49	—	9,83	0,84	100,00
kat-2c	2	0,04	82,61	0,73	0,29	5,27	0,42	—	9,87	0,77	100,00
kat-2c	3	0,45	85,44	0,34	0,74	3,33	0,13	—	9,27	0,30	100,00
kat-2r	4	0,32	85,16	0,47	0,44	3,84	0,21	0,22	8,45	0,89	100,00
kat-2r	7	0,39	83,98	0,69	0,50	3,81	0,69	—	9,43	0,51	100,00
kat-2c	13	0,20	95,75	—	0,48	0,80	—	0,19	2,57	—	99,99
kat-2c	14	0,34	94,63	—	0,76	1,16	—	0,22	2,89	—	100,00

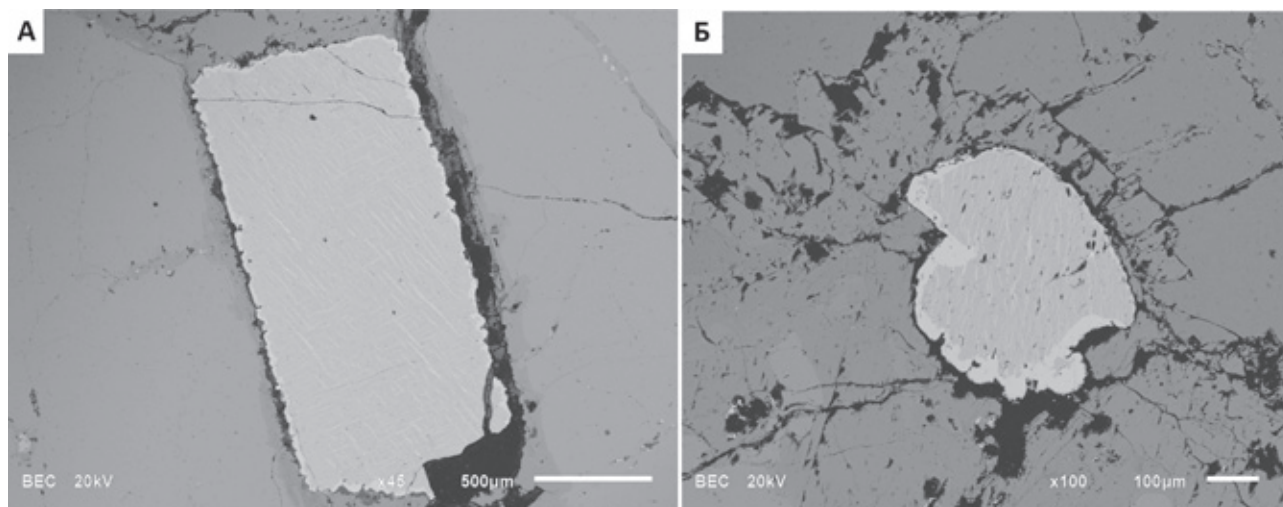


Рис. 8. Структуры распада в рутиле (типы А и Б). Ламели представлены ильменитом

Таблица 5

**Химический состав (вес.%) ильменитовых ламелей в зернах рутилов и ильменитовых кайм вокруг зерен рутила из ксенолитов низкомагнезиальных эклогитов**

Образец	N <sub>опр</sub>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	Сумма
kat-3 lc	1	0,26	55,68	0,21	—	40,06	1,59	1,85	99,65
kat-3 lc	1	0,16	57,20	0,22	0,19	38,87	1,34	2,01	99,99
kat-3 lr	1	0,35	53,90	—	—	40,57	1,79	3,39	100,00
kat-3 lr	1	0,29	55,49	0,19	—	35,99	1,55	6,18	99,69
kat-3 ed	2	0,10	54,86	0,22	—	35,30	1,56	7,72	99,74
kat-3 ed	1	0,34	52,22	0,84	—	40,50	1,56	4,47	99,93
kat-3 ed	1	0,27	53,53	0,10	—	39,11	1,69	5,20	99,90
kat-3 ed	3	0,24	54,46	0,18	0,10	37,49	1,54	6,00	100,01

Примечание: lc – ламель в центре зерна рутила; lr – ламель на краю зерна рутила; ed – ильменитовая кайма.

Таблица 6

**Химический состав (вес.%) минералов гранатового лерцолита**

Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	NiO	Сумма
Fo	40,79	0,01	0,20	—	7,90	0,35	—	50,18	—	—	0,45	99,87
En	57,97	0,07	0,58	0,22	4,67	0,33	0,08	35,60	0,31	0,08	0,12	100,02
Di	54,84	0,27	3,01	2,08	2,02	0,82	—	15,22	19,22	2,51	—	99,98
Grt	41,56	0,38	21,39	3,16	7,96	0,32	0,21	20,46	4,54	—	—	99,98

\* См. примеч. к табл. 2.

образцов встречен сросток рутила, где в одной, большей части ламели пересекаются под углом в 101–108°, а в другой, меньшей, эти углы варьируют и составляют в среднем около 145°. Для второго типа структур распада характерно параллельно ориентированное расположение волнистых или извилистых ламелей (рис. 8, Б). Химический состав ильменита удалось определить только в одном образце (табл. 5). В центральной части зерен рутила в ламелях не более 2,0 вес.% MgO. К краю зерен содержание MgO постепенно увеличивается. Ильменит образует не только ламели, но и каймы вокруг зерен рутила, в центре которых наблюдаются структуры распада, и содержание MgO в каймах ильменита достигает 7,7 вес.%.

Зерна железисто-оксидных минеральных фаз карвернозные, микропористые, крайне неоднородные. Основной компонент их химического состава – железо (более 60 вес.% FeO<sub>tot</sub>). Примеси представлены NiO до 20,0, MgO до 5,0, CuO до 3,5, MnO до 2,0, SO<sub>3</sub> до 1,5, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> до 1,1 вес.%.

Состав минералов в ксенолитах гранатовых лерцолитов (табл. 6) не отличается от такового в одноименных породах среди мантийных ксенолитов в кимберлитах древних кратонов. Исследование состава минералов эклогитовых ксенолитов позволяет сделать следующие выводы:

– присутствие структур распада в рутилах свидетельствует об изменении температурного режима в мантии, вероятнее всего о понижении температуры;



Условия равновесия (Т, °С / Р, кб)  
гранат-клинопироксеновых ассоциаций в эклогитах

P85	EG79	N06	K00	A94
<i>Высокомагнезиальные</i>				
1080 / 49	1050 / 47	1300 / 69	1090 / 50	950 / 40
990 / 43	1100 / 51	1170 / 57	920 / 38	1060 / 48
<i>Низкомагнезиальные</i>				
1090 / 50	1070 / 49	1160 / 56	1210 / 60	1210 / 60
1060 / 48	1050 / 47	1100 / 51	1200 / 59	1180 / 58
1090 / 50	1080 / 49	1150 / 55	1240 / 63	1250 / 64
1060 / 47	1020 / 44	1020 / 45	1090 / 50	1030 / 45
1110 / 52	1050 / 47	1010 / 44	1150 / 55	1080 / 49
1360 / 75	1310 / 70			
<i>Высокоглиноземистые</i>				
1120 / 52	1070 / 49	970 / 41	1130 / 53	1110 / 51
1100 / 51	1080 / 50	940 / 39	1100 / 51	1120 / 53

– перекристаллизация ламелей ильменита с образованием вокруг зерен рутила ильменитовых кайм с высоким содержанием MgO отражает дальнейший этап увеличения температуры и давления, связанный, вероятно, с погружением;

– изменение состава гранатов в сторону увеличения в них MgO и уменьшения FeO и CaO также является свидетельством возрастания температуры и давления в мантии.

**Условия равновесия минеральных ассоциаций в ксенолитах.** При оценке РТ параметров образования мантийных ксенолитов обычно применяются различные наборы термобарометрических инструментов, и если для перидотитов существуют довольно надежные и согласованные геобарометры и геотермометры, то корректное определение термобарических параметров эклогитов довольно трудная задача, так как минеральная ассоциация эклогитов включает только гранат и клинопироксен, распределение элементов (Fe, Mg и Ca) между которыми зависит как от температуры, так и от давления. Для оценки РТ параметров мантийных эклогитов на сегодняшний день нет согласованной системы геотермометров и особенно геобарометров. Исследователям приходится прибегать к косвенным способам оценки параметров равновесия: либо принимать для расчета температуры некоторое значение давления для всего исследуемого комплекса эклогитовых ксенолитов, либо использовать теоретические геотермы, рассчитанные по мощности тепловых потоков [43]. В последнем случае требуется обоснование выбора геотермы с заданной мощностью теплового потока.

Термобарометрические параметры образования изучаемых эклогитовых ксенолитов оценивались с помощью нескольких [8, 17, 31, 37, 42] гранат-клинопироксеновых геотермометров (табл. 7, рис. 9), расчет давлений осуществлялся по геотерме с мощностью теплового потока 40 мВт/м<sup>2</sup> [43]. Выбор именно этой геотермы связан с тем, что практически все современные оценки РТ параметров для мантии под древними архейскими кратонами, к которым относится и кратон Кас-саи, близки к ней [9, 15, 18–20, 52]. На эту же геотерму ложатся точки ксенолитов гранатовых лерцолитов из кимберлитов исследуемых трубок. Полученные значения по всем геотермометрам

с применением геотермы 40 мВт/м<sup>2</sup> в качестве барометра показывают соответствие со значениями параметров равновесия, рассчитанными для эклогитовых ксенолитов и эклогитовых включений в алмазах из кимберлитовых трубок других регионов мира. РТ параметры высокоглиноземистых эклогитов 39–41 кбар и 940–970 °С, они близки к фазовой границе графит–алмаз [16]. Низкомагнезиальные эклогиты были вынесены с глубин, соответствующих области стабильности алмаза: значения Р и Т, установленные для них, 44–56 кбар и 1010–1160 °С. Величины температур и давлений, определенные для высокомагнезиальных эклогитов, следует воспринимать критически (60–70 кбар, 1050–1300 °С), однако они все выше таковых для низкомагнезиальных и высокоглиноземистых эклогитов. Увеличение РТ параметров равновесия гранат-клинопироксеновых ассоциаций в эклогитах от низко- к высокомагнезиальным соответствует возрастанию магнезиальности гранатов и клинопироксенов и уменьшению Na<sub>2</sub>O в клинопироксене.

Условия образования лерцолитов оценивались при помощи следующих инструментов: ортопи-

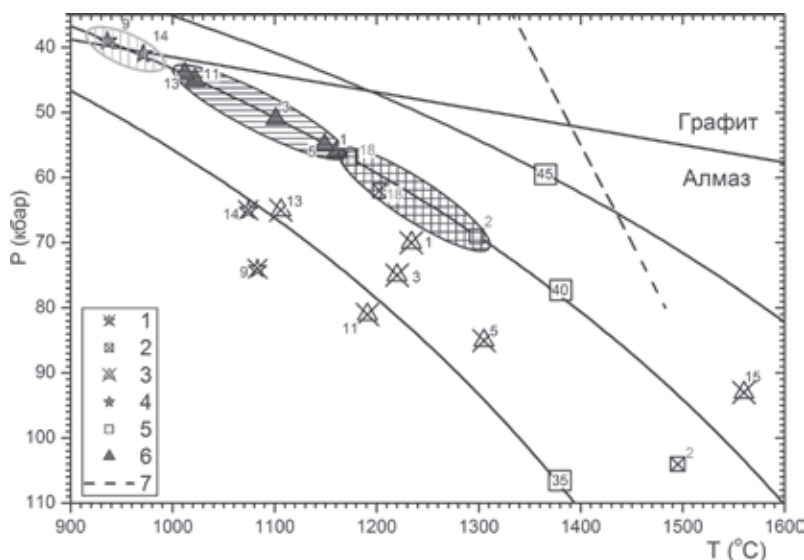


Рис. 9. РТ условия равновесия эклогитовых ксенолитов из кимберлитов трубки Катока

Оценка параметров произведена по гранат-клинопироксеновому геотермометру [37] с использованием барометра [47] (незалитые значки) и геотермы мощностью теплового потока 40 мВт/м<sup>2</sup> [43] (залитые значки). Цифры в рамке – значения теплового потока на соответствующих геотермах. Кривая равновесия графит–алмаз приведена по данным [16].

Эклогиты: 1, 4 – высокоглиноземистые; 2, 5 – высокомагнезиальные; 3, 6 – низкомагнезиальные; 7 – кривая «сухого» солидуса эклогитов в интервале 40–70 кбар [1]

роксен-клинопироксенового T98 [53] и гранат-ортопироксенового NG10 [39] термометров, гранат-ортопироксеновых барометров T98 [53], NG85 [38], а также гранат-ортопироксенового геотермометра N10 [5]. Все инструменты показали хорошую согласованность результатов. Максимальная разница в оценках температуры  $40^\circ$  при погрешности определения около  $45\text{--}50^\circ$ , максимальная разница в оценках давления 5 кбар при погрешности определения 3–4 кбар. P и T параметры для лерцолитов 38–42 кбар и  $900\text{--}940^\circ\text{C}$ .

**Обсуждение.** Одним из главных является вопрос о происхождении эклогитов в литосферной мантии данного региона. Высокие PT параметры равновесия минеральных ассоциаций эклогитов свидетельствуют об их мантийном происхождении. Высокоглиноземистые эклогиты сформировались в условиях, близких к фазовой границе графит–алмаз на глубинах порядка 100–130 км, низкомагнезиальные – в условиях, соответствующих стабильности алмаза на глубинах порядка 140–180 км. Положение высокомагнезиальных эклогитов в разрезе невозможно определить однозначно по имеющимся образцам, скорее всего они относятся к глубинам ниже 160–170 км. Однако протолиты эклогитов и метаморфическая эволюция этих пород менее ясны. В настоящее время широко принята петрогенетическая модель [34], подтверждаемая многочисленными исследованиями изотопного состава кислорода в самих эклогитах и изотопного состава углерода в алмазах из этих пород. Согласно этой модели, эклогиты рассматриваются как продукты субдуцированной в мантию океанической коры, предварительно измененной под воздействием морской воды и затем преобразованной в мантийных условиях при высоких температурах и давлениях. Опираясь на предложенную модель, а также на полученные данные по петрографии, минералогии и термобарометрии, наиболее вероятно следующее предположение: высокоглиноземистые эклогиты, приуроченные к верхней части мантийного разреза, сформировались главным образом за счет материала океанической коры; низкомагнезиальные эклогиты характеризуют следующую, более глубокую ступень проработки погружающегося слэба, на одном из последних этапов которой сформировались высокомагнезиальные эклогиты, возможно, даже при участии собственно мантийных источников.

Каким бы ни было вещество протолита, уже сформировавшись, все выделенные типы эклогитов подверглись воздействию мантийных процессов. Многостадийные преобразования эклогитов как следствие неоднократной смены термальных режимов в мантии данного региона запечатлены в изменении состава породообразующих минералов и аксессуарного рутила. В зональных гранатах и пироксенах установлены увеличение концентрации MgO и уменьшение FeO и CaO в краевых зонах зерен, свидетельствующие о повышении температуры. Структуры распада в рутилах с выделением ламелей ильменита и последующей перекристаллизацией ламелей с образованием вокруг зерен рутила ильменитовых кайм, характеризующихся повышенным содержанием MgO, а также прикраевые фазы с аномально высоким содержанием  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  в ильменорутилах высокомагнезиальных эклогитов отражают по крайней мере два этапа изменения термального

состояния мантии. Первый этап – понижение температуры, приведший к распаду рутиловых твердых растворов, второй этап – повышение температуры и давления, при которых происходила перекристаллизация ильменитовых ламелей и обогащение ильменита магнием, а рутила ниобием.

Важной характеристикой высокомагнезиальных эклогитов Катоки является присутствие в них рутилов с содержанием  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  до 11,0 вес.% (ильменорутилы), превышающим обычное содержание ниобия в рутилах алмазоносных эклогитов и образующим включения в алмазах до 8,0 вес.% [6, 44, 51]. Только в рутилах из эклогитов алмазоносных кимберлитовых трубок Ботсваны установлены рутилы с содержанием  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  до 21,0 вес.% [23].

Таким образом, ильменорутилы с аномально высоким содержанием ниобия могут рассматриваться в качестве критерия алмазоносности кимберлитовых тел, по крайней мере на поисковых площадях Северной Анголы, а возможно, и в других регионах.

**Результаты изучения** минерального состава эклогитовых ксенолитов из кимберлитов кратона Кассаи.

Типы эклогитов (высокоглиноземистые, низко- и высокомагнезиальные) в верхней мантии под кратоном Кассаи по минералогии и условиям кристаллизации в алмазной фации сходны с эклогитами из мантии, подстилающей другие кратоны. Ксенолиты кимберлитовой трубки Катока характеризуют вещественный состав литосферной мантии на различных глубинах. Верхи разреза на глубинах порядка 100–130 км в области стабильности графита представлены перидотитами и высокоглиноземистыми эклогитами. На глубинах порядка 140–180 км преобладают низкомагнезиальные эклогиты. Положение высокомагнезиальных эклогитов в разрезе невозможно определить однозначно по имеющимся образцам, скорее всего они относятся к глубинам ниже 160–170 км.

На многостадийную эволюцию эклогитов как следствие неоднократной смены термальных режимов в мантии под кратоном Кассаи (Ангола) указывает изменение состава породообразующих минералов в аксессуарном рутиле. Анализ этих изменений позволил выделить два последовательных этапа: первый – понижение температуры, фиксируемое по наличию зерен рутила с системами распада твердых растворов; второй – повышение температуры и давления, наблюдаемое по характеру полистадийных изменений гранатов и клинопироксенов, а также увеличение Mg в ламелях ильменита от центральной части зерен к краевой и прикраевые высокониобиевые фазы в рутилах, что, вероятнее всего, является следствием перекристаллизации.

В высокомагнезиальных эклогитовых ксенолитах трубки Катока присутствуют рутилы с содержанием  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  до 11,0 вес.% (ильменорутилы), превышающим обычное (до 8,0 вес.%) содержание  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  в рутилах алмазоносных эклогитов и образующих включения в алмазах [6, 51].

Учитывая, что кимберлитовая трубка Катока является одной из богатейших алмазоносных трубок мира, можно полагать, что нахождение ильменорутилов в кимберлитах и выносимых ими мантийных ксенолитах может служить важным признаком высокой продуктивности кимберлитовых тел на алмазы.



Исследования проведены при поддержке грантов РФФИ № 10-05-01017 и №11-05-00346. Авторы выражают благодарность О. Л. Галанкиной и А. Г. Гончарову за помощь в проведении аналитических исследований.

1. Бутвина В.Г. Экспериментальные исследования фазовых равновесий и алмазообразования в эклогит-карбонат-сульфидных системах: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. — М., 2006. — 25 с.

2. Ганга Ж., Зинченко В., Носыко С. и др. Алмазонасность и перспективы обнаружения новых кимберлитовых месторождений на северо-востоке Анголы // Регион. геология и металлогения. 2004. № 22. — С. 34–37.

3. Зинченко В., Дулапчий Е., Феликс Тунга и др. Структурно-тектонический контроль проявлений кимберлитового магматизма на северо-востоке Республики Ангола // Регион. геология и металлогения. 2011. № 47. — С. 107–114.

4. Зинченко В., Деч В., Шафрановский Г. Кимберлиты и алмазы трубки Катока / Saarbrücken, LAMBERT Academic Publishing. 2012. 252 p.

5. Никитина Л.П., Гончаров А.Г., Салтыкова А.К., Бабушкина М.С. Окислительно-восстановительное состояние континентальной литосферной мантии Байкало-Монгольской области // Геохимия. 2010. № 1. — С. 9–28.

6. Соболев Н.В., Логвинова А.М., Лаврентьев Ю.Г. и др. Nb-рутил из микроксенолита эклогита кимберлитовой трубки Загадочная, Якутия // ДАН. 2011. Т. 439. № 1. — С. 102–105.

7. Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харьков А.Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. — М.: Наука, 1988. — 286 с.

8. Ai Y. A revision of the garnet-clinopyroxene Fe<sup>2+</sup>-Mg exchange geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. Vol. 115. — P. 467–475.

9. Ashchepkov I.V., Rotman A.Y., Somov S.V. et al. Composition and thermal structure of the lithospheric mantle beneath kimberlite pipes from the Catoca cluster, Angola // Tectonophysics. 2012. Vol. 530–531. — P. 128–151.

10. Aulbach S., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Doyle B.J. Origins of xenolithic eclogites and pyroxenites from central Slave craton, Canada // J. Petrology. 2007. Vol. 48. No 10. — P. 1843–1873.

11. Barth M., Rudnick R., Horn I. et al. Geochemistry of xenolithic eclogites from West Africa, Pt. 1: A link between low-MgO eclogites and Archean crust formation // Geochim. Cosmochim. Acta. 2001. Vol. 65. No 9. — P. 1499–1527.

12. Barth M., Rudnick R., Horn I. et al. Geochemistry of xenolithic eclogites from West Africa, Pt. 2: Origins of the high MgO eclogites // Geochim. Cosmochim. Acta. 2002. Vol. 66. No 24. — P. 4325–4345.

13. Beard B.L., Fraracci K.N., Taylor L.A. et al. Petrography and geochemistry of eclogites from the Mir kimberlite, Yakutia, Russia // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. Vol. 123. — P. 293–310.

14. Begg G.C., Griffin W.L., Natapov L.M. et al. The lithospheric architecture of Africa: tomography, mantle petrology and tectonic evolution // Geosphere. 2009. Vol. 5. — P. 23–50.

15. Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G. et al. Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // Contr. Mineral. Petrol. 1997. Vol. 128. — P. 228–246.

16. Bundy F.P., Bassett W.A., Weathers M.S. et al. The pressure-temperature phase and transformation diagram for carbon; updated through 1994 // Carbon, 1996. Vol. 34. No 2. — P. 141–153.

17. Ellis D.J., Green D.H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. Vol. 71. — P. 13–22.

18. Gibson S.A., Malarkey J., Day J.A. Melt depletion and enrichment beneath the Western Kaapvaal craton: Evidence

from Finsch peridotite xenoliths // J. Petrol. 2008. Vol. 49. N 10. — P. 1817–1852.

19. Glebovitsky V.A., Nikitina L.P., Khiltova V.Ya., Ovchinnikov N.O. The thermal regimes of the upper mantle beneath Precambrian and Phanerozoic structures up to the thermobarometry data of mantle xenoliths // Lithos. 2004. Vol. 74. — P. 1–26.

20. Goncharov A.G., Ionov D.A., Doucet L.-S., Pokhilenko L.N. Thermal state, oxygen fugacity and C-O-H fluid speciation in cratonic lithospheric mantle: new data on peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, Siberia // Earth Planet. Sci. Lett. 2012. Vol. 357–358. — P. 99–110.

21. Gonzaga R.G., Lowry D., Jacob D.E. et al. Eclogites and garnet pyroxenites: Similarities and differences // J. Volcanology and Geothermal Re. 2010. Vol. 190. — P. 235–247.

22. Gurney J.J., Harris J.W., Rickard R.S. Silicate and oxide inclusions in diamonds from the finish kimberlite pipe / F.R. Boyd, H.O.A. Meyer (Eds.) // Kimberlites, Diatremes and Diamonds: Their Geology, Petrology and Geochemistry. Proc. Second Int. Kimberlite Conf., 1979. Vol. 1. American Geophysical Union, Washington DC. — P. 1–15.

23. Haggerty S.E. Oxide mineralogy of the upper mantle // Rev. Mineral. 1991. Vol. 25. — P. 129–219.

24. Heaman L.M., Creaser R.A., Cookenboo I., Chachcko T. Multi-stage modification of the Northern Slave mantle lithosphere: Evidence from zircon- and diamond-bearing eclogite xenoliths in Jericho kimberlite, Canada // J. Petrology. 2006. Vol. 47. No 4. — P. 821–858.

25. Hills D.V., Haggerty S.E. Petrochemistry of eclogites from the Koidu Kimberlite complex, Sierra Leone // Contrib. Mineral. Petrol. 1989. Vol. 103. — P. 397–422.

26. Jacob D.E., Jagoutz E., Lowry D. et al. Diamondiferous eclogites from Siberia: Remnants of Archean oceanic crust // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. Vol. 58. No 23. — P. 5191–5207.

27. Jacob D.E., Foley S.F. Evidence for Archean ocean crust with low high field strength element signature from diamondiferous eclogite xenoliths // Lithos. 1999. Vol. 48. — P. 317–336.

28. Jacob D.E., Schmickler B., Schulze D.J. Trace element geochemistry of coesite-bearing eclogites from Robert Victor kimberlite, Kaapvaal craton // Lithos. 2003. Vol. 71. — P. 337–351.

29. Jacob D.E., Bizimis M., Salters V.J.M. Lu-Hf and geochemical systematics of recycled ancient oceanic crust: evidence from Roberts Victor eclogites // Contrib. Mineral. Petrol. 2005. Vol. 148. — P. 707–720.

30. Jerde E.A., Taylor L.A., Crozaz G., Soboлев N.V. Exsolution of garnet within clinopyroxene of mantle eclogites: major- and trace-element chemistry // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. Vol. 114. — P. 148–159.

31. Krogh Ravna E.J. The garnet-clinopyroxene Fe<sup>2+</sup>-Mg geothermometer: an updated calibration // J. of Metamorphic Geology. 2000. Vol. 18 (2). — P. 211–219.

32. Locock A.J. An excel spreadsheet to recast analyses of garnet into member components, and synopsis of the crystal chemistry of natural silicate garnets // Cosmochim. Cosmochim. Acta. 2008. Vol. 34. — P. 1769–1780.

33. MacGregor I.D., Carter J.L. The chemistry of clinopyroxene and garnets of eclogite and peridotite xenoliths from the Roberts Victor mine, South Africa // Phys. Earth Planet. 1970. Interior 3. — P. 391–397.

34. MacGregor I.D., Manton W.L. Roberts Victor eclogites: Ancient oceanic crust // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91. — P. 14063–14079.

35. Menzies A.N., Carlson R.W., Shirey S.B., Gurney J.J. Re-Os systematics of diamond-bearing eclogites from Newlands kimberlites // Lithos. 2003. Vol. 1. — P. 323–336.

36. Morimoto N., Fabricies J., Fergusson A.K. et al. Nomenclature of pyroxenes // Mineral. Mag. 1988. Vol. 52. — P. 535–550.

37. Nakamura D. A new formulation of garnet-clinopyroxene thermometer using large number of experimental data with graphite capsules // 19th General Meeting of the Intern. Mineral. Assoc., Kobe, Japan. Program and Abstract. 2006. — P. 102.

38. *Nickel K.G., Green D.H.* Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds // *Earth and Planetary Sci. Lett.* 1985. Vol. 73. N 1. — P. 158–170.
39. *Nimis P., Grutter H.* Internally consistent geothermometers for garnet peridotites and pyroxenites // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 2010. Vol. 159. — P. 411–427.
40. *Pearson D.G., Canil D., Shirey S.B.* Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds / *Treatise on Geochemistry.* Elsevier Ltd. 2003. Vol. 2. — P. 172–270.
41. *Pervov V., Somov S., Korchunov A.* et al. The Catoca kimberlite pipe, Republic of Angola: a paleovolcanological model // *Rev. Geology of Ore Deposits.* 2011. Vol. 53. N 4. — P. 295–308.
42. *Powell R.* Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene- geothermometer revisited // *J. Metamorphic Geol.* 1985. Vol. 3. — P. 231–243.
43. *Pollack H.N., Chapman D.S.* On the regional variation of heat flow, geotherms and lithospheric thickness // *Tectonophysics.* 1977. Vol. 38. — P. 279–296.
44. *Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Reutsky V.N.* et al. Crystalline inclusions and C isotope ratios in diamonds from the Snap Lake/King Lake kimberlite dyke system: evidence of ultradeep and enriched lithospheric mantle // *Lithos.* 2004. Vol. 77. — P. 57–67.
45. *Robles-Cruz S. E., Escayola M., Lackson S.* et al. The first SHRIMP U-Pb zircon ages from Catoca and Tchiuzo kimberlites, Angola // *Chem. Jeol.* 2012. Vol. 310–311. — P. 137–147.
46. *Schulze D.J.* Constraints on abundance of eclogite in the upper mantle // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol. 94 (B4). — P. 4205–4212.
47. *Simakov S.K.* Garnet-clinopyroxene and clinopyroxene geothermobarometry of deep mantle and crust eclogites and peridotites // *Lithos.* 2008. Vol. 106. — P. 125–136
48. *Smyth J.R., Caporuscio F.A., McCormick T.C.* Mantle eclogites: Evidence of igneous fractionation in the mantle // *Earth Planet Sci. Lett.* 1989. Vol. 93. — P. 133–141.
49. *Snyder G.A., Jerde E.A., Taylor L.A.* et al. Nd and Sr isotopes from diamondiferous eclogites, Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia, Siberia: evidence of differentiation in the early Earth? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. Vol. 118. — P. 91–100.
50. *Snyder G.A., Taylor L.A., Crozaz G.* et al. The origin of Yakutian eclogite xenoliths // *J. Petrol.* 1997. Vol. 38. — P. 85–113.
51. *Sobolev N.V., Yefimova E.S.* Composition and petrogenesis of Ti-oxides associated with diamonds // *Inter. Geol. Rev.* 2000. Vol. 42. — P. 758–767.
52. *Stachel T., Harris J.W., Tappert R., Brey G.P.* Peridotitic diamonds from the Slave and the Kaapvaal cratons — similarities and differences based on a preliminary data set // *Lithos.* 2003. Vol. 71. — P. 489–503.
53. *Taylor L.A., Neal C.R.* Eclogites with oceanic crustal and mantle signatures from the Bellsbank kimberlite, South Africa. Pt. 1: Mineralogy, petrography, and whole rock chemistry // *J. Geol.* 1998. Vol. 97. No 5. — P. 551–567.
54. *Wang W.* Formation of diamond with mineral inclusions of “mixed” eclogite and peridotite paragenesis // *Earth Planet Sci. Lett.* 1998. Vol. 160. — P. 831–843.
55. *Woodland A.B., Ross Ch.R.* II. A Crystallographic and Mössbauer Spectroscopy Study of  $\text{Fe}^{2+}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$  —  $\text{Fe}^{2+}_3\text{Fe}^{3+}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ , (Almandine — «Skiagite») and  $\text{Ca}_3\text{Fe}^{3+}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$  —  $\text{Fe}^{2+}_3\text{Fe}^{3+}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$  (Andradite — «Skiagite») Garnet Solid Solutions // *Physics and chemistry of minerals.* 1994. Vol. 21. — P. 117–132.
56. *Zhang Z.-M., Shen K., Sun W.-D., Liu Y.-Sh.* et al. Fluids in deeply subducted continental crust: Petrology, mineral chemistry and fluid inclusion of UHP metamorphic veins from the Sulu orogen, Eastern China // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2008. Vol. 72. — P. 3200–3228.

*Королёв Нестер Михайлович* — аспирант, ИГГД РАН. <nm.korolev@yandex.ru>.

*Никитина Лариса Петровна* — доктор геол.-минер. наук, гл. науч. сотрудник, ИГГД РАН, профессор СПбГУ. <lnik@mail.ru>.

*Зинченко Владимир Николаевич* — канд. геол.-минер. наук, консультант, Горно-рудное общество «Катока», Республика Ангола. <vladimir.zin@mail.ru>.

*Жоао Франсишку* — инж., нач. лаб. минералогии и петрографии, Горно-рудное общество «Катока», Республика Ангола.