Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и геохронологии докембрия Российской Академии наук

На правах рукописи

Королев Нестер Михайлович

ПЕТРОЛОГИЯ И МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ ЭКЛОГИТОВ ИЗ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ КРАТОНА КАССАИ (С.-В. АНГОЛА)

Специальность 25.00.04 – петрология, вулканология

Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель: доктор геолого-минералогических наук профессор Никитина Лариса Петровна

Санкт-Петербург 2015

Оглавление

Принятые в работе сокращения	4
Введение	6
Глава 1. Предшествующие исследования строения литосферной мантии кратона Кассаи	11
1.1. Положение и возраст кимберлитов кластера «Катока»	
1.2. Геофизические исследования, предварительная оценка строения и термального состояния литосферной мантии кратона Кассаи	14
Глава 2. Аналитические методы	16
Глава 3. Минералогия и петрография эклогитов	19
3.1. Введение	19
3.2. Типизация эклогитов	20
3.3. Высокоглиноземистые эклогиты	25
3.4. Низкомагнезиальные эклогиты	34
3.5. Высокомагнезиальные эклогиты	46
3.6. Выводы	53
Глава 4. Геохимия эклогитов	56
4.1. Главные и редкие элементы в валовом составе эклогитов	56
4.2. REE и другие редкие элементы в породообразующих минералах	59
4.3. Выводы	62
Глава 5. Термобарометрия эклогитов	64
5.1. Определение РТ-параметров	64
5.2. Результаты	
Глава 6. Возраст эклогитов	
Глава 7. Петрогенетические модели формирования мантийных эклогитов и	
критерии определения их протолита	
7.1. Гипотеза кристаллизации эклогитов из первично мантийных расплавов («Магматическая» гипотеза)	86
7.2. Гипотеза генезиса мантийных эклогитов в результате преобразования океанической коры в мантии («Субдукционная» гипотеза)	93
7.3. Сопоставление гипотез. Эклогитообразование в субкратонической литосферной мантии	
7.4. Критерии магматического и субдукционного происхождения эклогитов	101
7.4.1. Минералогические и петрохимические критерии	101
7.4.2. Геохимические критерии	103
7.4.3. Основные изотопные критерии	107
7.4.4. Заключение	112
Глава 8. Модель образования мантийных эклогитов из трубки Катока	116

8.2. Реконструированный валовый состав эклогитов 119 8.3. Протолит высокоглиноземистых эклогитов 125 8.4. Протолит низкомагнезиальных эклогитов 134 8.5. Протолит высокомагнезиальных эклогитов 139 8.6. Наложенные мантийные процессы 146 8.7. Минералогические, петрографические и геохимические особенности, обусловленные выносом эклогитов кимберлитовыми магмами 148 8.8. Выводы 150 Заключение 152 Список литературы 154 Приложение 173		8.1. Признаки мантийного метасоматоза	116
8.3. Протолит высокоглиноземистых эклогитов 125 8.4. Протолит низкомагнезиальных эклогитов 134 8.5. Протолит высокомагнезиальных эклогитов 139 8.6. Наложенные мантийные процессы 146 8.7. Минералогические, петрографические и геохимические особенности, обусловленные выносом эклогитов кимберлитовыми магмами 148 8.8. Выводы 150 Заключение 152 Список литературы 154 Приложение 173		8.2. Реконструированный валовый состав эклогитов	119
8.4. Протолит низкомагнезиальных эклогитов		8.3. Протолит высокоглиноземистых эклогитов	125
 8.5. Протолит высокомагнезиальных эклогитов		8.4. Протолит низкомагнезиальных эклогитов	134
 8.6. Наложенные мантийные процессы		8.5. Протолит высокомагнезиальных эклогитов	139
 8.7. Минералогические, петрографические и геохимические особенности, обусловленные выносом эклогитов кимберлитовыми магмами		8.6. Наложенные мантийные процессы	146
8.8. Выводы 150 Заключение 152 Список литературы 154 Приложение 173		8.7. Минералогические, петрографические и геохимические особенности, обусловленные выносом эклогитов кимберлитовыми магмами	. 148
Заключение		8.8. Выводы	150
Список литературы	3	аключение	152
Приложение	С	писок литературы	154
	Π	риложение	173

Принятые в работе сокращения

Обозначения минералов:

Ab	_	Альбит	Jd	_	Жадеит
Adr	_	Андрадит	KFsp	_	Калиевый полевой шпат
Aeg	_	Эгирин	Knr	_	Кноррингит
Alm	_	Альмандин	Ку	_	Кианит
Amf	_	Амфибол	Ol	_	Оливин
An	_	Анортит	Omp	_	Омфацит
Ap	_	Апатит	Opx	_	Ортопироксен
Aug	_	Авгит	Phl	_	Флогопит
Cal	_	Кальцит	Pl	_	Плагиоклаз
Chl	_	Хлорит	Prp	_	Пироп
Срх	_	Клинопироксен	Qtz	_	Кварц
Crn	_	Корунд	Rt	_	Рутил
Cs	_	Коэсит	Sch	_	Шорломит
Dol	_	Доломит	Sod	_	Содалит
En	_	Энстатит	Sps	_	Спессартин
Fo	_	Форстерит	Srp	_	Серпентин
Fs	_	Ферросилит	Uvr	_	Уваровит
Gros	_	Гроссуляр	Wo	_	Волластонит
Grt	_	Гранат			
Ilm	_	Ильменит			

Другие обозначения:

Hi-MgO ecl.	—	высокомагнезиальный эклогит
Lo-MgO ecl.	_	низкомагнезиальный эклогит
Hi-Al ₂ O ₃ ecl.	_	высокоглиноземистый эклогит
Hi-Al ₂ O ₃ -1 ecl.	_	высокоглиноземистый эклогит, высокомагнезиальная
		подгруппа
Hi-Al ₂ O ₃ -2 ecl.	_	высокоглиноземистый эклогит, низкомагнезиальная
		подгруппа
Prd	_	перидотит

Другие обозначения:

Mg# ^{WR}	_	магнезиальность породы.
Ф.е.	_	формульная единица (формульный коэффициент)
e.g.	_	например
b.d.l.	_	ниже предела обнаружения
n.d.	_	нет данных

Введение

Актуальность темы исследования.

В настоящее время активно ведется изучение мантии. Многие международные и российские научные группы занимаются проблемами реконструкции и моделирования глубинных процессов. Самым ценным материалом для решения подобных задач являются мантийные ксенолиты, выносимые на поверхность кимберлитовыми и базальтовыми магмами. Ксенолиты – это один их основных и единственный непосредственный источник информации о верхней мантии, ее вещественном, химическом и термальном состоянии.

Трубка Катока одно из немногих кимберлитовых тел в мире, которое содержит сопоставимое с перидотитами количество эклогитовых ксенолитов. Актуальность исследования мантийных эклогитов из трубки Катока обусловлена тем, что до настоящего времени не было подробных работ, характеризующих литосферную мантию кратона Кассаи, а также не были исследованы мантийные ксенолиты из кимберлитовых трубок в данном регионе. Подобные представительные коллекции с несколькими типами эклогитов уникальны и единичны. Выяснение генезиса мантийных эклогитов на примере столь представительной коллекции может способствовать решению проблемы глобального эклогитообразования в мантии. Кроме того, эклогитовые ксенолиты во многих алмазоносных трубках довольно часто содержат алмазы. К таким объектам относится и трубка Катока. Она входит в пятерку наиболее богатых по запасам алмазов кимберлитовых трубок. Детальное исследование мантийных эклогитов, сформированных в условиях алмазной фации глубинности, может способствовать выявлению новых поисковых, геологоразведочных и оценочных критериев при обнаружении алмазоносных кимберлитовых трубок.

Цели и задачи.

Основной целью работы является типизация, реконструкция РТ-условий формирования, определение возраста, положения в разрезе литосферной мантии и установление протолита мантийных эклогитов из кимберлитовой трубки Катока (кратона Кассаи).

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

1) Определение петрографических, минералогических и геохимических характеристик эклогитов.

2) Определение температур и давлений равновесия минеральных ассоциаций мантийных эклогитов, реконструкция их положения в разрезе литосферной мантии кратона Кассаи.

3) Определение возраста цирконов из мантийных эклогитов U-Pb методом. Изучение Sm-Nd изотопных характеристик мантийных эклогитов.

6

4) Анализ магматических и субдукционных гипотез образования эклогитов в литосферной мантии, выявление наиболее достоверных критериев генезиса эклогитов.

5) Установление генезиса мантийных эклогитов из кимберлитовой трубки Катока (кратона Кассаи).

Фактический материал.

Объектом исследования являются верхнемантийные ксенолиты из кимберлитовой трубки Катока (22 образца: 21 эклогит и 1 перидотит). Для решения определенных задач при сопоставлении и интерпретации привлекались данные по одному перидотитовому ксенолиту из этой же трубки.

Образцы были отобраны, геологами, работающими в ГРО «Катока», Республика Ангола, и переданы для исследования в ИГГД РАН с согласия администрации.

Методы исследования и личный вклад автора.

При решении поставленных задач использован комплексный подход. Петрографическое изучение образцов проводилось на стандартном поляризационном микроскопе. Содержание петрогенных элементов в породах определено методом XRF на многоканальном спектрометре ARL-9800 (ВСЕГЕИ), редких и редкоземельных элементов – методом ICP-MS на приборе ELAN-6100 DRC (ВСЕГЕИ). Состав минеральных фаз в каждом образце (всего около 1000 определений) установлен методом ЕРМА, на сканирующем электронном микроскопе JEOL-JSM-6510 LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (JEOL) в ИГГД РАН. Валентное состояние железа и его распределение в структуре гранатов и клинопироксенов определено методом Мёссбауэровской спектроскопии в ИГГД РАН при комнатной температуре на установке "СМ-1201". Содержание редкоземельных и редких элементов (20-29 элементов в минерале, всего 64 определения) в породообразующих гранатах и клинопироксенах определено методом SIMS на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН). Локальные геохронологические исследования цирконов проведены U-Pb методом на ионном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ) по стандартной методике (4 зерна циркона из двух образцов). Sm-Nd геохронологические определения по валовой навеске и монофракциям минералов (гранат и клинопироксен) проведены методом изотопного разбавления (TIMS) на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON в ИГГД РАН. Для селективного растворения возможных включений в монофракциях граната использовался метод сернокислотного выщелачивания. Оценки РТ-условий формирования эклогитов получены классической методами термобарометрии.

Автор выполнил петрографическое описание шлифов, пробоподготовку на каждом этапе работы, непосредственно осуществлял все экспериментальные исследования по определению валентного состояния железа методом Мёссбауэровской спектроскопии на установке "СМ-1201" и часть аналитических исследований по определению химического состава минеральных фаз методом ЕРМА, в качестве оператора на сканирующем электронном микроскопе JEOL-JSM-6510 LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (JEOL) под руководством канд. геол.-мин. наук О.Л. Галанкиной. На каждом этапе работ автором проведена обработка и интерпретация полученных аналитических данных, включая определение РТ-параметров и геохимическое моделирование.

Работа выполнена в лаборатории петрологии ИГГД РАН.

Научная новизна.

Впервые получены данные о химическом составе и петрографических особенностях верхнемантийных эклогитовых ксенолитов кимберлитовой трубки «Катока». Предложен новый критерий типизации мантийных эклогитов. Установлены термобарические условия равновесия минеральных ассоциаций ксенолитов.

На основании полученных данных и выявленных особенностей охарактеризовано состояние верхней мантии до глубины порядка 180-210 км, подстилающей юго-западную (Ангольскую) часть кратона Кассаи. Впервые охарактеризованы процессы генезиса эклогитов в литосферной мантии кратона Кассаи. Впервые определен возраст цирконов из мантийных ксенолитов, вынесенных из литосферной мантии кратона Кассаи.

Теоретическая и практическая значимость работы.

Изученные характеристики литосферной мантии кратона Кассаи по средствам исследования ксенолитов вносят вклад в понимание механизма глобальных верхнемантийных процессов, таких как формирование вещественной и химической гетерогенности мантии. исследования Достигнутые результаты в ходе комплексного петрографических, минералогических и химических особенностей, определение РТ-параметров и генезиса мантийных эклогитов кратона Кассаи вносят вклад в решение проблемы глобального эклогитообразования в верхней мантии. Полученные данные будут полезны при изучении аналогичных объектов в алмазоносной провинции С.-В. Анголы. Выявленные особенности эклогитов, сформировавшихся в алмазной фации глубинности, из высокоалмазоносной трубки Катока будут способствовать разработке новых поисковых, геологоразведочных и оценочных критериев при обнаружении алмазоносных кимберлитовых трубок на поисковых площадях С.-

В. Анголы, а возможно и в других регионах. Одним из таких критериев может стать высокониобиевый ругил из высокомагнезиальных эклогитов.

Положения, выносимые на защиту.

 Мантийные эклогиты из трубки Катока (кратон Кассаи) в соответствии с петрографоминералогическими характеристиками и новым классификационным критерием (Mg^{Cpx}+Mg^{Grt})/(Al^{Cpx}+Al^{Grt}) относятся к трем типам: высокоглиноземистые, низкомагнезиальные и высокомагнезиальные эклогиты.

2. Выделенные группы эклогитов отражают неоднородность вещественного состава мантии и сменяются в вертикальном разрезе литосферной мантии кратона Кассаи в последовательности: высокоглиноземистые эклогиты 100-140 км (35-42 кбар, 900-1020°С), низкомагнезиальные эклогиты 120-170 км (37-50 кбар, 940-1180°С) и высокомагнезиальные эклогиты 170-210 км (54-60 кбар, 1240-1360°С).

3. Значение возраста около 1250 млн. лет отражает время формирования низкомагнезиальных и высокоглиноземистых эклогитов. Внедрение кимберлитового расплава около 120 млн. лет назад привело к перестройке U-Pb изотопной системы в цирконе из эклогитовых ксенолитов. В промежутке между 1250 и 120 млн. лет эклогиты подверглись изменениям, вследствие смены термобарического режима в мантии.

4. Образование высокоглиноземистых и низкомагнезиальных эклогитов связано с субдукцией вещества океанической коры. Протолитом для высокоглиноземистых эклогитов послужили габбро, для низкомагнезиальных эклогитов – базальты океанической коры (бониниты). Высокомагнезиальные эклогиты испытали высокобарические и высокотемпературные изменения в глубинных зонах мантии, характеристики их первичного протолита утрачены.

Структура и объем работы.

Диссертационная работа состоит из введения, восьми глав, заключения и списка литературы (235 наименований), и содержит 197 страниц, 52 рисунка, 28 таблиц. Приложение занимает 25 страниц.

Апробация.

Результаты исследования представлены и опубликованы в материалах международных и российских конференций: XXII и XXV молодежная научная конференция, посвященная памяти К.О. Кратца (Апатиты, 2011 и Санкт-Петербург, 2014); Международная конференция «Модели образования алмаза и его коренных источников. Перспективы алмазоносности Украинского

щита и сопредельных территорий» (Киев, 2012); XIII и XIV международная конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле» (Москва, 2012 и 2013); IV международная научно-практическая конференция молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского (Санкт-Петербург, 2015).

Результаты исследования отражены в 12 научных публикациях, пять из которых – статьи в рецензируемых научных журналах.

Благодарности.

Автор глубоко признателен и благодарит научного руководителя Л.П. Никитину за постоянное внимание к работе и всестороннюю помощь. Отдельную благодарность автор приносит сотрудникам ГРО «Катока» (Ангола), способствовавшим отбору проб, подготовке и передачи коллекции мантийных ксенолитов, в особенности В.Н. Зинченко.

Автор выражает искреннюю благодарность сотрудникам ИГГД РАН за помощь, обсуждение результатов и методологии работы, проявленное внимание и интерес к исследованию: М.С. Бабушкиной, О.Л. Галанкиной, А.Г. Гончарову, С.Г. Скублову, А.В. Березину, А.Е. Мельнику, А.В. Матреничеву, Д.В. Доливо-Добровольскому, П.Я. Азимову, а также администрации ИГГД РАН, в лице директора А.Б. Вревского и заведующего лабораторией петрологии В.А. Глебовицкого, за всестороннюю поддержку работы на всех этапах её выполнения.

Автор благодарит сотрудников ЯФ ФТИАН С.Г. Симакина и Е.В. Потапова, ИГГД РАН Л.К. Левского и Е.С. Богомолова, ЦИИ ВСЕГЕИ А.К. Салтыкову, Н.Г. Бережную и Н.В. Родионова за подготовку и проведение аналитических исследований, и обсуждение их результатов.

Глава 1. Предшествующие исследования строения литосферной мантии кратона Кассаи

1.1. Положение и возраст кимберлитов кластера «Катока»

Кластер кимберлитовых трубок «Катока» расположен в северо-восточной части Анголы на территории промышленно алмазоносной провинции Луанда. В геологическом отношении этот регион представляет собой пересечение системы глубинных разломов, называемой «коридором Лукапа» (протяженностью с юго-запада на северо-восток более 1200 км, шириной 50 – 90 км) со структурами древнего архейского кратона Кассаи, на котором и находится трубка Катока (Первов и др., 2011) (рис. 1.1.). Породы, вмещающие кимберлитовые трубки, представлены архейскими кристаллическими сланцами и гнейсами.

Трубка Катока является довольно крупным, округлым в плане кимберлитовым телом. Площадь выхода составляет порядка 63.6 га, размеры на поверхности 915×990 м. С глубиной трубка сужается, падение бортов к центру варьирует от 25-30° до 80-85°, и на глубине 400 м площадь сечения сокращается до 13.6 га, (360×440 м). Трубка имеет сложное строение, рудное тело представлено полигенным комплексом пород с полным набором петрофациальных разновидностей кимберлитовых брекчий, туфов и вулканогенно-осадочных внутрикратерных образований (Первов и др., 2011). В кратерной части выделяются следующие основные «горизонты», в порядке их формирования: КТБ-1 (кимберлитовые туфобрекчии) → КБМ (кратерные полосчатые туффизитовые кимберлиты) → 3П («зона перехода»: псефитовые и псаммитовые кимберлитовые туфы, туфопесчаники и т.д.) → ВОП (комплекс вулканогенноосадочных пород) — МФП (слабосцементированные песчаники и пески). Породы жерловой фации разделены на два комплекса КС («ксенолитовый слой») и АКБ (автолитовая кимберлитовая брекчия). Глубина залегания «ксенолитового слоя» порядка 250 м, мощность около 35 м. Он сложен кимберлитовыми туфами, туфопесчаниками, туфоалевролитами и т.п. Отличительной особенностью этого комплекса является наличие большого количества ксенолитов, в том числе мантийного происхождения. Ниже залегает ксенолитсодержащий комплекс АКБ, заполняющий остальную часть жерла (Первов и др., 2011). Схематичный разрез трубки Катока приведен на рисунке 1.2.

Возраст кимберлитовых тел северо-востока Анголы по ксенолитам и стратиграфическим отношениям с вмещающими породами был определен как послеюрский еще в 1970-х годах (Доусон, 1980). Однако точные возрастные определения получены только в самое последнее время. Согласно U-Pb определениям по цирконам (SHRIMPII), возраст кимберлитов трубки

Катока составляет 117.9±0.7 млн. лет (СКВО = 1.3) (Robles-Cruz et al., 2012). Время образования кимберлитов маркируется также стратиграфической обстановкой: наиболее древние осадки формации Калонда альб-сеноманского века содержат эродированный материал диатрем. Это позволило определить временной интервал внедрения кимберлитовых трубок Катокского кластера, которое, вероятно, произошло 112 - 120 млн. лет назад. Установленный возрастной интервал соответствует начальной стадии рифтогенеза в данном регионе по оценкам (Jelsma et al., 2009) – 115 - 135 млн. лет назад.



Рис. 1.1. Положение трубки Катока (красная звездочка) в пределах коридора Лукапа (красные штриховые линии). Кратон Кассаи оконтурен синей линией. Рисунок взят из работы (Jelsma et al., 2009).



Рис. 1.2. Схематичный разрез трубки Катока (Первов и др., 2011). Разновидности пород описаны в тексте: 1 – Группа Калахари; 2 – подкомплекс МФП-2; 3 – подкомплекс МФП-1; 4 – верхняя часть комплекса ВОП, подкомплекс КТБ-2; 5 – нижняя часть комплекса ВОП; 6 – слои пород комплекса ВОП, обогащенные кимберлитовыми компонентами; 7 – продукты оползней пирокластических пород на поверхность вулканогенно-осадочных пород центральной депрессии; 8 – комплекс ЗП; 9 – комплекс КБМ; 10 – комплекс КТБ-1; 11– комплекс КСС; 12 – комплекс АКБ; 13 – архейские метаморфические породы; 14 – зоны тектонических нарушений; 15 – геологические границы.

1.2. Геофизические исследования, предварительная оценка строения и термального состояния литосферной мантии кратона Кассаи

Литосферная мантия кратона Кассаи отличается довольно большой мощностью. По данным высокоразрешающей глобальной сейсмической томографии на Африканском континенте существует две древние кратонические области с толщиной литосферы свыше 300 км (O'Reilly et al., 2009; Begg et al., 2009). Это Западно-Африканский кратон и кратон Конго, частью которого является кратон Кассаи. Объединение двух блоков в единую структуру – Конго-Кассаи могло происходить примерно 2.7 млрд. лет назад (Begg et al., 2009), а стабильной платформа стала уже около 2 млрд. лет назад (Rogers, 1996).

Строение верхней мантии, подстилающей кратон Кассаи, ее термальное состояние и другие характеристики начали исследоваться, совсем недавно. Фактически, была опубликована только одна работа, посвященная данной тематике (Ashchepkov et al., 2012). Материалом для статьи послужили образцы латеритных почв и буровые минеральные концентраты из кимберлитовых трубок северо-востока Анголы. Несмотря на большую работу, проделанную авторским коллективом, к изложенным результатам следует относиться критически. В изученных образцах, помимо минералов мантийных парагенезисов находились также аналогичные минеральные фазы из коровых ксенолитов различного генезиса, зон вторичных изменений и кор выветривания. Кроме того, в образцах кайнозойских осадочных пород (латеритных почв), кроме эродированного материала диатрем, могли содержаться зерна минералов, достоверно установить источник сноса которых не представляется возможным. Не имея образца породы, а в случае изучения мантии – ксенолита, проследить всю эволюцию или выделить этапы изменений, происходивших с минералами, судить о равновесности их составов между собой, крайне трудно. Анализируя лишь отдельные зерна из проб такого полигенетического набора минеральных фаз, от приповерхностных условий до глубин, соответствующих полю стабильности алмаза, содержащих, к тому же, следы преобразований различного характера, оценить которые без связи с породой не всегда возможно, использовать термобарометрические и геооксобарометрические инструменты необходимо с крайней осторожностью. Интерпретируя результаты подобных работ, следует всегда помнить о возможных ошибках и вероятном риске при использовании «точных» оценок. Это недостаток подхода, применяемого авторами статьи (Ashchepkov et al., 2012). Однако, исходя из приведенных данных, можно сделать некоторые предположения, относительно термального режима и строения литосферной мантии под кратоном Кассаи:

1. Верхняя мантия под кратоном Кассаи имеет неоднородный характер. На основании термобарометрических определений было выделено не менее 3-х слоев, представленных эклогитами, перидотитами и пироксенитами, переслаивание которых прослеживается до глубин порядка 230-245 км.

2. Мощная литосфера кратона Конго-Кассаи, вероятно, холоднее, чем более тонкая литосфера в Южной Африке. Результаты термобарометрических определений соответствуют геотерме теплового потока 40 мВт/м², близкой к линии фазового равновесия графит-алмаз (по Kennedy, Kennedy, 1976). На глубине около 230 км тепловой поток снижается до 36-38 мВт/м².

Глава 2. Аналитические методы

Определение химического состава минералов и отношения $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ в гранатах и клинопироксенах. Состав минеральных фаз определялся в ИГГД РАН на электронном сканирующем микроскопе JSM 6510 LA с энергодисперсионной системой химического анализа JET-2200. Условия съемки: ускоряющее напряжение на катоде 20 кэВ, ток ~ 5 нА, фокусное расстояние 10 мм, диаметр пучка электронов 3-5 мкм. Время накопления спектра 50 с. В качестве эталонов использовалась коллекция природных минералов. Для коррекции матричного эффекта применялся алгоритм ZAF. Состав определялся в точках и сканированием по площади в плоско полированных шлифах 22 мантийных ксенолитов. В образце Cat-1 было проведено картирование зерна граната размером 3.21 х 3.33 мм по Al, Fe, Mg, Ca. Суммы определяемых оксидов в анализах минералов приведены к 100%.

Содержание Fe³⁺ в гранатах и клинопироксенах определялось методом мёссбауэровской спектроскопии. Исследования проводились в ИГГД РАН, при комнатной температуре на установке с электродинамическим вибратором и постоянном ускорении, в интервале скоростей от -7 до +7 мм/с. В качестве задающего генератора формы сигнала и стабилизатора движения использовался спектрометр «СМ-1201». Источником γ -излучения служил ⁵⁷Со в матрице Cr, активность 30 – 50 мКи. Спектрометр калибровался по металлическому железу.

Аппроксимация спектров проводилась совокупностью линий формы Лоренца в программе MOSSFIT[®] Ver. 3.7. Качество разложения спектров оценивалось величиной χ^2 . Относительное количество Fe²⁺ и Fe³⁺, и их распределение по подрешеткам в структуре минералов оценивалось по соотношению интегральных интенсивностей соответствующих дублетов. Принимается, что вероятность эффекта Мёссбауэра одинакова для разновалентного железа в неэквивалентных позициях. При изучении гранатов использовалась поправка, предложенная в работе (Woodland, Ross, 1994), учитывающая различную величину эффекта Мёссбауэра для атомов железа в октаэдрических и додекаэдрических позициях. Погрешность определения скоростных параметров спектров ±0.01 мм/с. Погрешность определения содержания Fe²⁺ и Fe³⁺ в подрешетках – от 0.5 до 1 %, ошибка Fe³⁺/ΣFe составляет ±0.005-0.01. Соотнесение дублетов в спектрах гранатов и клинопироксенов проводилось в соответствии с данными (Никитина, Гончаров, 2009).

Определение химического состава пород. Содержание петрогенных элементов определено рентгено-спектральным флуоресцентным методом (XRF) на многоканальном спектрометре ARL-9800 по стандартной методике (ВСЕГЕИ). При проведении анализа силикат, смешанный с флюсом (50% метабората и 50% тетрабората лития) в отношении 1:9, плавили в

золото-платиновых тиглях на установке Classe Fluxer-Bis фирмы Classe Fluxer (Канада). Нижний предел (мас.%) для SiO₂ и Al₂O₃ составляет 0.02, для MgO и Na₂O 0.05 и остальных окислов 0.01.

Содержание редких элементов в предварительно переведенных в раствор порошкообразных пробах определено методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на квадрупольном масс-спектрометре ELAN-DRC-6100 по стандартной методике (ВСЕГЕИ). Погрешность определения Th, U, Pb, Hf, Lu, Yb, Er, Dy 10–15%, остальных редких элементов, в том числе Ti, Sc, Zr, Sr, Nb, не более 5%.

Определение редких элементов в минералах. Содержание редких элементов в гранатах и клинопироксенах определено методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в Ярославском Филиале Физико-Технологического института РАН по методике, подробно изложенной в работе (Соболев, Батанова, 1995). Определения проводились в плоско-полированных шлифах. Условия съемки на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИ РАН): первичный пучок ионов ${}^{16}O_{2}^{-}$, диаметр пучка ~ 15-20 мкм; ток ионов 5-7 нА; ускоряющее напряжение первичного пучка 15 кэВ. Каждое измерение включало 5 циклов. Общее время анализа одной точки около 40-50 минут. Относительная погрешность измерения не более 10-15% для большинства элементов. Погрешности в определении Ва, U и Pb в отдельных образцах доходят до 50%.

Редкоэлементный состав породообразующих минералов определялся максимально близко к точкам анализа петрогенных элементов на электронном микрозонде. При построении спектров распределения REE минералов нормировались на состав примитивной мантии (McDonough, Sun, 1995).

Sm-Nd геохронометрия. Sm-Nd определения по валовой навеске и монофракциям минералов (граната и клинопироксена) проведены методом изотопного разбавления (TIMS) для нахождения концентраций Sm и Nd (погрешность определения $\pm 0.5\%$) на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON в ИГГД РАН. Коррекция на изотопное фракционирование Nd осуществлялась нормализацией измеренных значений к отношению ¹⁴⁸Nd/¹⁴⁴Nd = 0.241578. Нормализованные отношения приводились к значению ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511850 в международном изотопном стандарте La Jolla. Для селективного растворения возможных включений в монофракциях граната использовался метод сернокислотного выщелачивания, включающий обработку истертых в агатовой ступке зерен граната в течение 24-25 часов концентрированной (96%) H₂SO₄ при температуре 180°C (Anczkiewicz, Thirlwall, 2003).

Построение изохрон и вычисление возраста исследованных образцов, а также ɛNd (с точностью ±0.5) производились в программе К. Людвига Isoplot (Ludwig, 1999).

U-Pb геохронометрия. Выделение циркона проводилось в ЦИИ ВСЕГЕИ. Внешние части ксенолитов были спилены, чтобы избежать загрязнения проб материалом кимберлита. Тяжелые немагнитные фракции (100–200 мг), в которых находился циркон, получены с использованием электромагнитной сепарации и тяжелых жидкостей. В результате ручного отбора выделено 4 зерна циркона из двух эклогитов (образцы: lo-MgO эклогит Cat-11 и hi-MgO эклогит Cat-2), по 2 зерна каждого эклогита.

Локальные геохронологические исследования цирконов проведены U-Pb методом на ионном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ) по методике, подробно описанной в (Williams, 1998). Размер участка локального определения U-Pb возраста не превышал 20 мкм в диаметре. Выбор точек для проведения анализа осуществлялся на основании предварительных исследований зерен при помощи оптических (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентных исследований.

Глава 3. Минералогия и петрография эклогитов

3.1. Введение

Эклогитовые породы в качестве материала, который в значительном количестве присутствует в верхней мантии, а возможно и слагает большую ее часть, стали рассматривать, как только петрологи обратились к проблеме строения Земли. Геофизические данные, петрологическое моделирование и анализ находок мантийных ксенолитов довольно быстро показали, что верхняя мантия может быть сложена лишь ограниченным набором минералов, комбинация которых и представляет все разнообразие верхнемантийных пород (Рингвуд, 1981). К наиболее распространенным минеральным группам верхней мантии относятся: оливины, пироксены, гранаты и шпинели. Такой набор минералов, наряду с другими ограничениями, привел геологов к двум гипотезам, обсуждавшимся почти весь ХХ-й век, - гипотезам перидотитовой и эклогитовой мантии. В конечном итоге перидотитовая гипотеза оказалась более состоятельной, и сейчас практически ни у кого нет сомнений – верхняя мантия имеет преимущественно перидотитовый состав. В то же время очевидным остается факт – в мантии происходили процессы, вероятно, происходят и в наши дни, ведущие к образованию эклогитов. Современный расчет баланса масс показывает, что эклогиты составляют лишь незначительную часть верхней мантии. По некоторым оценкам они слагают около 7% всей современной мантии (Anderson, 1989; Rudnick et al., 1998). Б. Камбер и К. Коллерсон, также основываясь на расчете баланса масс в мантии, оценили возможное количество «субдуцировавшего» материала за 4.3 млрд. лет. По их мнению, от 20 до 50% субдуцировавшей океанической коры осталось в мантии, вероятно большая часть, в виде эклогита. Рассчитанная цифра равна 1.4·10²⁶ г и составляет около 3% от массы силикатной Земли (BSE) (Kamber, Collerson, 2000; Rollinson, 2007). Данные изучения главных и редких совместимых элементов в оливинах из базальтов COX (Sobolev et al., 2007) и изотопного состава кислорода в неизмененных базальтах COX из различных регионов мира (Cooper et al., 2009), дают основание предполагать, что большая часть этой эклогитизированной коры была включена в состав кратонической мантии. Только около 5%, максимум до 10%, участвует в рециклинге. Д. Шульц, основываясь на содержании гранатов эклогитового и перидотитового парагенезисов в кимберлитах, считает, что эклогиты не превышают 1% от общего объема кратонической литосферной мантии (Schulze, 1989). В отношении находок эклогитовых ксенолитов цифры не столь однозначны. Существует явная «специализация» кимберлитовых трубок по типам мантийных ксенолитов. В большинстве регионов мира преобладают трубки, выносящие перидотиты. Лишь в некоторых случаях отношение перидотитов к эклогитам существенно отличается. Так в трубке Робертс Виктор

(Каапваальский кратон) эклогиты составляют около 80-98% ксенолитов (MacGregor, Carter, 1970; Hatton, 1978). В трубке KL2 (кимберлитовое поле Ваджракарур, кратон Дхарвар) более 95% ксенолитов – биминеральные и кианитовые эклогиты (Patel et al., 2006). Около 47% ксенолитов из кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция) представлены гранулитами и эклогитами, вместе с коровыми эклогитами, (Бобров и др., 2005). В трубке Джерико (кратон Слэйв) ~ 25 – 30% эклогитовых ксенолитов (Heaman et al., 2006), до 20% эклогитовых ксенолитов в трубке Обнаженная (Сибирский кратон) (Уханов и др., 1988). Имеются также данные о значительной доле эклогитовых ксенолитов в трубках: Боббеян, Ритфонтейн (Южная Африка); Орапа (Ботсвана); Гарнет-Риф и Мозес-Рок (Северная Америка) (Доусон, 1983). В большинстве случаев количество находок эклогитов от общего числа мантийных ксенолитов в кимберлитовых трубках не превышает 5-20% (Taylor, Anand, 2004).

Мантийные эклогитовые ксенолиты, связанные со щелочными базальтами крайне редки. Данных о соотношении с другими видами ксенолитов в подобных объектах практически нет. Тем не менее, единичные публикации показывают, что доля эклогитов в щелочных базальтах может быть немалой. Например, трубки фергуситов восточного блока Южного Памира содержат до 39% различных типов эклогитовых ксенолитов (Лутков, 2003). Авторы связывают образование этих эклогитов с кристаллизацией мантийного расплава при давлениях 20-36 кбар. Мантийные эклогитовые ксенолиты также известны в нефелинитах и базанитах на плато Деккан, Индия (Karmalkar et al., 2009). Некоторыми исследователями для подобных эклогитов подразумевается модель генезиса, отличающаяся от остальных гипотез происхождения мантийных эклогитов из кимберлитовых трубок (Пугин, 1986). В настоящей работе она не обсуждается.

3.2. Типизация эклогитов

На основании петрографического изучения шлифов и данных химического состава породообразующих, второстепенных и акцессорных минералов выделено три разновидности эклогитов: высокоглиноземистые (hi-Al₂O₃) (6 обр.), низкомагнезиальные (lo-MgO) (10 обр.) и высокомагнезиальные (hi-MgO) (5 обр.). Описание других признаков и особенностей удобнее проводить, основываясь на приведенной классификации. Разделение эклогитов на три группы, принятое в работе – необходимость, поскольку существующие классификации мантийных эклогитов полностью не отражают набор всех специфических минералогических и петрографических черт, присущих эклогитам из трубки Катока (табл. 3.1). Проведем сопоставление с наиболее часто используемой сегодня классификации мантийных эклогитов,

предложенной в работе (Taylor, Neal, 1989). Выделенные группы ксенолитов из трубки Катока разделились следующим образом (рис. 3.1). Высокомагнезиальные эклогиты оказались близки к границе групп «А» и «В», однако только один из составов клинопироксенов (обр. Cat-2) попал в группу «А». В поле группы «В» находятся низкомагнезиальные эклогиты за исключением двух образцов, а у клинопироксенов наблюдаются свойственные данной группе, широко проявленные структуры «растрескивания» или «губчатые» каймы вокруг массивного неизмененного ядра, описанные в работе (Taylor, Neal, 1989). В область группы «С» легли все точки составов клинопироксенов ИЗ высокоглиноземистых эклогитов. По своим минералогическим и петрографическим характеристикам высокоглиноземистые эклогиты из трубки Катока действительно близки эклогитам группы «С» из кимберлитов Беллсбенк (Южная Африка) (Taylor, Neal, 1989). Таким образом, можно видеть, что две различные группы эклогитов lo-MgO и hi-MgO попали в одну область – «В». Два образца из группы lo-MgO (группа «В») (Taylor, Neal, 1989) попали в группу hi-Al₂O₃ образцов, т.е. в группу «С». При этом других отличительных особенностей, соответствующих группе «С» (наличие кианита; гроссуляровый гранат; вростки корунда в рутиле), кроме состава клинопироксена, в данных образцах не обнаружено.

Применение других схем классификации (Coleman et al, 1965; MacGregor, Carter, 1970; Dawson, Stephens, 1975; McCandless, Gurney, 1989; Grütter et al, 2004) для разделения эклогитовых ксенолитов из трубки Катока не целесообразно (табл. 3.1).

Таблица 3.1. Сравнение выделенных групп мантийных эклогитов по различным схемам классификации.

Классификация	Hi-Al ₂ O ₃ эклогиты	Lo-MgO эклогиты	Hi-MgO эклогиты	
(Coleman et al, 1965)	Группа В	Группа В	Группа В и А	
Структурно-текструные признаки (MacGregor, Carter, 1970)	II тип	II тип	I тип	
(Dawson, Stephens, 1975)	Кластер 6 (кианитовые и корундовые эклогиты)	Кластер 3 (эклогиты)	Близки к кластеру 3 (эклогиты)	
(McCandless, Gurney, 1989)	II тип	II тип	II и I тип	
(Taylor, Neal, 1989)	Группа С	Группа В, реже С	Группа В, реже А	
Структурно-текструные признаки (Sobolev et al., 1994)	Типы 1 и 5	Тип 5	Типы 4 и 5	
(Grütter et al, 2004)	Точки вне диаграммы	G3 (одна точка вне диаграммы)	G4	



Рис. 3.1. Клинопироксены эклогитовых ксенолитов кимберлитовой трубки Катока на дискриминационной диаграмме (Taylor, Neal, 1989).

Критерий магнезиальности породы (Mg#^{WR}) также полностью не отражает различие трех групп эклогитов. Для наглядного и количественного отображения разделения эклогитов на hi-Al₂O₃, lo-MgO и hi-MgO типы предлагается новый критерий, основанный на особенностях породообразующих минералов эклогитов: (Mg^{Cpx}+Mg^{Grt}) / (Al^{Cpx}+Al^{Grt}), где содержания Mg и Al пересчитываются на атомные проценты, и содержание Na₂O в омфаците (рис. 3.2). Mg и Al – это элементы, содержание которых наиболее значительно меняется в породообразующих минералах различных типов эклогитов, при этом обратно пропорционально, что обеспечивает контрастные показатели: hi-Al₂O₃ 0.7-1.0 (Mg#^{WR(1)}, две группы 64-66 и 74-76), lo-MgO 0.9-1.5 (Mg#^{WR} 58-72), hi-MgO более 2.1 (Mg#^{WR} 80-81). Содержание алюминия в гранате в различных типах эклогитов меняется слабо, однако учет этой характеристики позволяет наилучшим

¹ Здесь и далее Mg# определялась для валовых реконструированных составов по химическим составам в центральных частях неизмененных зерен Cpx и Grt. Модальный состав принимался равным 60% Grt, 40% Cpx в hi-Al₂O₃ и lo-MgO эклогитах и 50% Grt, 50% Cpx в hi-MgO эклогитах. Отличие Mg#, определенной таким образом, от Mg# расчитанной на основании XRF анализа не превышает 3 ед.

образом графически представить взаимоотношения между группами эклогитов без необходимости введения искусственного коэффициента. При учете алюминия в гранате, вариации отношения ($Mg^{Cpx}+Mg^{Grt}$) / ($Al^{Cpx}+Al^{Grt}$) для изученных образцов составляют 0.5-3.5 (рис. 3.2), в противном случае отношение ($Mg^{Cpx}+Mg^{Grt}$) / (Al^{Cpx}) колеблется от 1 до 45, при этом hi-MgO эклогиты занимают область 10-45.

Предложенная классификация может быть использована для всех мантийных эклогитов, поскольку главными породообразующими минералами (как правило, более 80%) в них являются гранат и омфацит. Предполагается, что все высокоглиноземистые эклогиты содержат кианит и учет этого минерала позволяет избавиться от переходной зоны на графике (рис. 3.2). Для наиболее наглядного представления предложенного критерия используется также содержание Na₂O (в мас.%) в клинопироксенах. Изучение мантийных эклогитов из трубки Катока (кратон Кассаи) и других регионов мира показало, что содержание Na₂O в клинопироксенах из hi-Al₂O₃ эклогитов, как правило, выше, чем в клинопироксенах из других типов эклогитов. Наименьшее содержание Na₂O характерно для клинопироксенов из hi-MgO эклогитов (рис. 3.2).



Рис. 3.2. Na₂O^{Cpx} (мас.%) vs. (Mg^{Cpx}+Mg^{Grt}) / (Al^{Cpx}+Al^{Grt}) дискриминационная диаграмма для мантийных эклогитов. Серая заштрихованная область – переходная зона между hi-Al₂O₃ и lo-MgO группами эклогитов. Полями оконтурены точки, соответствующие составам эклогитов из трубки Катока. Обозначения: красные значки - hi-MgO эклогиты; зеленые значки - lo-MgO эклогиты; голубые значки hi-Al₂O₃ и высококальциевые эклогиты; оранжевые значки – цирконсодержащие эклогиты. Составы породообразующих минералов эклогитов: трубка Катока – данные настоящей работы; трубка Койду (Hills, Haggerty, 1989); трубка Удачная (Snyder et al., 1997); трубка Комсомольская (Pernet-Fisher et al., 2014); трубка Робертс Виктор

(MacGregor, Manton, 1986); трубка Каалваллей (Viljoen et al., 2005); трубка Виктор (Smit et al., 2014); трубка Дайвик A (Aulbach et al., 2007); трубка Джерико (Heaman et al., 2006).

3.3. Высокоглиноземистые эклогиты

Высокоглиноземистые эклогиты представлены образцами Cat-4, -9, -10, -12, -14, -33. Породообразующие минералы: гранат, клинопироксен, кианит; акцессорные: корунд, рутил и сульфиды. Все эклогиты имеют гранобластовую крупно-, реже среднезернистую структуру и массивную текстуру. Структурно-текстурные признаки прослеживаются как при макроскопическом определении, так и при изучении шлифов, их можно отнести к типам 1 и 5 согласно классификации, предложенной для эклогитовых ксенолитов из трубки Удачная (Sobolev et al., 1994). В hi-Al₂O₃эклогитах клинопироксены и гранаты изменены сильнее, чем в других группах. Вокруг каждого зерна клинопироксена обнаружены «губчатые» структуры (по Taylor, Neal, 1989), в некоторых случаях довольно крупные зерна (0.5х1.5 мм) изменены полностью. Зоны изменения и перекристаллизации в гранатах хорошо выражены, их ширина может достигать 4 мм, в центре такого зерна остаются реликтовые гомогенные ядра. По всей видимости, они связаны с декомпрессионными процессами при выносе кимберлитовыми магмами. Часто к зонам растрескивания приурочена вторичная минерализация. Интенсивнее всего катакластические изменения проявлены в образце Cat-10. В этом ксенолите наблюдается хорошо развитая система трещин с одним преобладающим направлением. Сливаясь, трещины образуют достаточно мощные зоны дробления, шириной до 3 мм. Вторичные минералы: плагиоклаз, калиевый полевой шпат, амфибол паргаситового ряда, минералы группы слюд (флогопит, биотит), бариевый полевой шпат, бариевые цеолиты, апатит, сульфидные фазы и гидроокислы железа, развивающиеся по сульфидам. Различие в составе полевых шпатов и амфиболов продемонстрировано в приложении на рис. 1 и 2.

Главной особенностью, позволяющей отнести эклогиты к группе hi-Al₂O₃, является наличие второстепенных минералов таких, как кианит и нередко корунд. В других типах эклогитов они не обнаружены. Все эклогиты из трубки Катока содержат акцессорный рутил, но только в hi-Al₂O₃ эклогитах в нем обнаружены вростки корунда. В омфацитах наблюдется повышенное содержание Al₂O₃ (14-20 мас.%). По петрохимическим характеристикам hi-Al₂O₃ эклогиты на две подгруппы: высокомагнезиальную (hi-Al₂O₃-1 или hi-Mg# подгруппа) и низкомагнезиальную (hi-Al₂O₃-2 или lo-Mg# подгруппа). Lo-Mg# (Mg# 64-66) подгруппа представлена образцами Cat-9, 12, 14, 33, hi-Mg# (Mg# 74-76) – образцами Cat-4 и Cat-10. В последней подгруппе чуть более магнезиальный клинопироксен (на 1-5 ед.) и намного более магнезиальный гранат (~ на 15-19 ед.) (рис. 3.3) Отличительной особенностью hi-Mg# hi-

Al₂O₃ эклогитов является также наличие примеси хрома в гранате (0.2-0.3 мас.% Cr₂O₃) и клинопироксене (0.2-0.4мас.%Cr₂O₃).

<u>Гранат</u> слагает от 50 до 60 % породы, зерна преимущественно крупные до 7-8 мм, ксеноморфного облика со скругленными краями, иногда встречаются отдельные гипидиоморфные гранаты. В породе преобладают несколько вытянутые кристаллы, но в большинстве случаев отношение длинной оси к короткой не превышает 2. Обычно в виде включений гранат содержит зерна кианита. Границы таких включений, как правило, ровные, зонами изменений не осложнены. В некоторых случаях гранат образует включения в клинопироксене. Они, чаще всего, округлые, изометричные, небольших размеров (до 0.5 мм в диаметре).

Гранат относится к альмандин-гроссуляр-пироповой серии, октаэдрическую позицию в его структуре почти целиком занимает алюминий, иногда с незначительной примесью Fe³⁺. По данным мессбауэровской спектроскопии hi-Al₂O₃ эклогиты по среднему содержанию закисного железа в гранатах уступают всем остальным группам (табл. 3.2). Гранаты hi-Mg# подгруппы отличаются от lo-Mg#: 1) Они более магнезиальные (Mg# 69 против 50-54 в lo-Mg# гранатах) с минальным составом Prp45-46 Alm20-21 Grs30-34; 2) Они содержат примесь хрома (0.2-0.3 мас.% Cr₂O₃), практически отсутствующую в гранатах hi-Al₂O₃ и lo-MgO эклогитов (не более 0.1 мас.% Cr₂O₃). Гранаты lo-Mg# эклогитов hi-Al₂O₃группы, с учетом правила 50 %, относятся к гроссуляровому виду, хотя на тройной диаграмме, точки составов близки к пересечению границ всех трех разновидностей (рис. 3.3). Обычный минальный состав граната в lo-Mg# подгруппе: Prp30-33 Alm28-29 Grs37-41. Гранат Cat-33 по своему минальных миналов (Sps, Uvr, Adr, Sch) и остатка во всех гранатах hi-Al₂O₃ эклогитов не превышает 2.5%.

Характерной чертой высокоглиноземистых эклогитов является наличие граната с обширной вторичной проработкой (прил., рис. 3). Центральная неизмененная часть зерен гомогенна. Во вторичных зонах установлен тренд изменения состава гранатов в сторону уменьшения гроссулярового (от ~ 41% до 23%) и увеличения пиропового миналов (от 30% до 45%) к периферическим частям (рис. 3.4., прил., табл.1).

Таблица 3.2. Химический (мас.%) и минальный состав центральных гомогенных неизмененных частей зерен гранатов из высокоглиноземистых эклогитовых ксенолитов.

Образец	Ν	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма	Mg#
Cat-12	9	39.65	0.27	22.85	0.00	0.00	13.47	0.28	7.99	15.48	100.00	51.4
Cat-9	7	39.42	0.32	22.62	0.00	0.29	14.02	0.26	7.99	15.11	100.03	50.2
Cat-14	9	39.31	0.19	22.63	0.09	0.00	14.78	0.17	8.83	13.88	99.88	51.6
Cat-4	5	40.56	0.40	23.00	0.29	0.16	10.21	0.18	12.69	12.53	100.02	68.6
Cat-10	7	40.65	0.37	23.15	0.19	0.00	9.64	0.14	12.24	13.63	100.02	69.3
Cat-33	9	39.85	0.21	23.03	0.00	0.24	15.90	0.30	10.65	9.86	100.03	54.1
Образец	Ν	Prp	Alm	Gros	Sps	Adr	Uv	Sch				
Cat-12	9	29.9	28.3	40.8	0.2	0.0	0.0	0.8				
Cat-9	7	30.0	29.1	39.1	0.0	0.8	0.0	0.9				
Cat-14	9	33.4	28.9	36.9	0.0	0.0	0.3	0.5				
Cat-4	5	46.3	20.9	30.5	0.0	0.4	0.8	1.1				
Cat-10	7	44.6	19.7	34.1	0.0	0.0	0.6	1.0				
Cat-33	9	39.7	33.3	25.2	0.6	0.7	0.0	0.6				

N -количество точек, $Mg# = Mg/(Mg + Fe^{2+})$.



Рис. 3.3. Минальный состав гранатов из верхнемантийных ксенолитов кимберлитовой трубки Катока. Здесь и на рисунках 3.5, 3.6 на диаграмму нанесены только составы центральных частей гранатов. Сиреневым выделена область с гранатами ИЗ низкомагнезиальных эклогитов, высокоглиноземистых синим высокоглиноземистых _ высокомагнезиальных, зеленым – низкомагнезиальных, красным – высокомагнезиальных эклогитов и перидотитов. Содержание Grs+Prp+Alm в гранатах из эклогитов 97.5-99%, для гранатов из перидотитов к гроссуляровому миналу добавлен уваровитовый (Ca₃Cr₂[SiO₄]₃). Prd - перидотитовые гранаты.



Рис. 3.4. Тройная диаграмма минального состава гранатов из высокоглиноземистых эклогитов. Показаны тренды изменения состава гранатов во вторичных каймах (обр. Cat-9,-10, - 12, -33). Содержание Grs+Prp+Alm в гранатах из эклогитов 97.5-99%.Соге – составы центральных неизмененных частей гранатов, alt–новообразованные гранаты с измененным составом. В квадратных скобках указано количество точек с составами вторичных гранатовых фаз для соответствующего образца, нанесенных на диаграмму.

<u>Клинопироксен</u> образует крупные ксеноморфные зерна нечетких очертаний, часто вытянутые. Во всех зернах наблюдаются структуры «растрескивания» («Crinkled») или «губчатые» («Spongy») каймы вокруг массивных неизмененных центральных частей. Каймы могут составлять значительный объем зерна более 50-60%. Вторичные фазы представлены: кислым плагиоклазом (N° 3-25), калиевым полевым шпатом, кальциевым паргаситом и вторичным клинопироксеном, характеризующимся повышенным содержанием CaO и MgO. Содержание CaO и MgO во вторичных клинопироксенах варьирует значительно. Если в неизмененных центральных частях MgO около 7.7 мас.%, а CaO около 10.8 мас.% (обр. Cat-33), то в измененных фазах содержание MgO достигает 16.3 мас.%, а CaO – 19.4 мас.%. (прил. табл. 2) Происходит замещение омфацита сначала авгитом, а затем диопсидом. Новообразованные минералы образуют симплектитоподобные срастания (до \approx 0.6x1.2 мм), иногда полностью замещающие клинопироксен. Если для роста новых фаз было достаточно пространства, например по клинопироксену проходила трещина, тогда выкристаллизовывались идиоморфные зерна плагиоклаза.

В некоторых образцах в краевых частях зерен клинопироксенов встречены следы частичного плавления. Это тонкие каймы до 20-40 мкм, матрица которых представлена кислым плагиоклазом (№15-25) с мелкими вкрапленниками новообразованного клинопироксена авгитдиопсидового состава (прил., рис. 4 и 5). Несмотря на сходство минералогического состава клинопироксена в губчатых структурах и в каймах частичного плавления, судя по взаимоотношению зерен минералов, условия их образования были различными. Наличие паргасита, флогопита и бариевых полевых шпатов в губчатых структурах свидетельствует о присутствии флюида, вероятно, связанного с кимберлитами. Каймы плавления имеют совершенно другую структуру (прил., рис. 4). В них встречаются участки, где видно, что зерна новообразованного клинопироксена, были резорбированы за счет кристаллизации плагиоклаза (прил., рис. 5).

Изученные клинопироксены входят в Ca-Na группу (по Morimoto et al., 1988) (рис. 3.5). Дальнейшее разделение показало, что они относятся к омфацитам с содержанием жадеитового минала 54 – 61 % (до 9 мас. % Na₂O) (рис. 3.6, табл. 3.3).

Таблица 3.3. Химический (в мас.%) и минальный состав центральных гомогенных неизмененных частей зерен клинопироксенов из высокоглиноземистых эклогитовых ксенолитов.

Образец	Ν	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	Mg#
Cat-12	9	56.83	0.31	17.02	0.00	0.57	1.70	0.12	5.95	9.91	7.62	100.03	84.4
Cat-9	7	56.68	0.31	16.18	0.00	0.44	1.69	0.09	6.14	9.91	8.59	100.03	85.3
Cat-14	3	56.27	0.27	16.99	0.04	0.43	1.71	0.01	6.24	11.01	7.06	100.03	85.4
Cat-4	6	55.15	0.38	19.73	0.38	0.35	1.28	0.11	5.19	8.03	9.46	100.04	86.5
Cat-10	3	55.36	0.33	18.78	0.24	0.27	1.32	0.00	5.96	8.75	8.98	99.99	88.0
Cat-33	8	56.79	0.32	13.98	0.16	0.61	2.49	0.00	7.68	10.76	7.30	100.08	83.2
Образец	Ν	Jd	Aeg	Quad		J	Q						
Cat-12	9	57.0	1.6	41.4		1.04	0.73						
Cat-9	7	60.1	0.9	39.0		1.17	0.74						
Cat-14	3	54.0	0.8	45.2		0.97	0.80						
Cat-4	6	66.9	0.9	32.2		1.27	0.60						
Cat-10	3	63.4	0.9	35.7		1.21	0.67						
Cat-33	8	51.3	1.8	46.9		1.00	0.88						

N – количество точек, Mg# = $Mg/(Mg+Fe^{2+})$.



Рис. 3.5. Q-J диаграмма для клинопироксенов (по Morimoto et al., 1988). На диаграмму нанесен состав только центральных частей клинопироксенов.



Рис. 3.6. Минальный состав клинопироксенов Ca-Naгруппы (по Morimoto et al., 1988). На диаграмму нанесен состав только центральных частей клинопироксенов.

<u>Кианит.</u> Кианит образует отдельные, довольно крупные зерна с максимальными размерами 6x2.5 мм. Часто встречается в виде округлых изометричных включений в гранатах с максимальным средним диаметром около 2.3 мм. Оба типа зерен ксеноморфного облика, со скругленными краями, вытянутой или близкой к изометричной формой. Граница между включениями и вмещающим гранатом обычно ровная, без существенных изменений. Кианиты, как правило, менее трещиноваты, чем клинопироксены и гранаты.

Кианит химически чистый (табл. 3.4), примесь других элементов (TiO₂, Cr₂O₃, Fe₂O₃) минимальна (до 1 мас.%).

Образец	Ν	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Сумма
Cat-9	4	36.22	0.03	63.61	0.00	0.16	100.02
Cat-14	3	35.71	0.07	63.70	0.06	0.20	99.74
Cat-4	2	35.45	0.00	63.67	0.61	0.29	100.01

Таблица 3.4. Химический состав (в мас.%) кианитов из высокоглиноземистых эклогитовых ксенолитов.

*N - количество точек.

<u>Акцессорные минералы.</u>

<u>Корунд</u> встречен в образцах – Cat-4, -9, -12. Он образует, как правило, вытянутые гипидиобластические и идиобластические зерна. Химический состав чистый, с незначительной примесью Fe³⁺ и Cr (табл. 3.5).

<u>Рутил</u> встречается в виде отдельных рассеянных зерен, неправильной, округлой изометричной или вытянутой гипидиобластической формы, иногда достаточно больших размеров – максимальный средний диаметр до 1 мм. Состав химически чистый, с незначительной примесью железа и ниобия (табл. 3.5). Для всех зерен рутила характерны структуры распада, в которых матрица представлена рутилом, а ламели ильменитом.

Отличительная особенность рутилов из hi-Al₂O₃ эклогитов – наличие хаотично распределенных вытянутых, полосчатых, прямых (0.5 х 7.4 µm) и точечных включений корунда. Из-за малых размеров точный состав установить не удалось, однако, вероятнее всего, что минеральная фаза представлена чистым Al₂O₃ с незначительной примесью железа.

<u>Сульфиды.</u> Отличительных признаков сульфидной минерализации в зависимости от типа эклогитов выявлено не было, полное описание представлено в разделе 3.4.

Таблица 3.5. Химический состав (в мас.%) и формулы акцессорных минералов из высокоглиноземистых эклогитовых ксенолитов.

Образец	Минерал	Ν	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO(tot)	Nb ₂ O ₅	Сумма
Cat-9	Rt	5	0.20	97.62	0.63	0.00	0.62	0.93	100.00
Cat-14	Rt	1	0.00	98.98	0.00	0.00	1.02	0.00	100.00
Cat-12	Rt	4	0.00	97.41	1.27	0.00	1.33	0.00	100.00
Cat-33	Rt	2	0.00	98.23	0.88	0.00	0.90	0.00	100.00
Cat-9	Crn	1	0.00	0.30	99.19	0.00	0.51	0.00	100.00
Cat-4	Crn	4	0.00	0.00	98.87	0.78	0.35	0.00	100.00

*N – количество точек, соге – центральные части зерен.

3.4. Низкомагнезиальные эклогиты

Низкомагнезиальные эклогиты – это самая многочисленная группа, 10 образцов (Cat-1,-3, -5, -7, -11, -13, -15, -22, -23, -34). Она представлена породами с гранобластовой крупно-, реже, среднезернистой структурой и массивной текстурой. Структурно-текстурные признаки прослеживаются как при макроскопическом определении, так и при изучении шлифов, их можно отнести к типу 5 согласно классификации, предложенной для эклогитовых ксенолитов из трубки Удачная (Sobolev et al., 1994) Породообразующие минералы – гранат и клинопироксен. Акцессорные минералы: рутил и сульфиды. Гранат, как правило, преобладает над клинопироксеном и может слагать до 70% породы.

Катакластические изменения проявлены в виде трещин, практически в каждом минерале, и в виде зон растрескивания по краям зерен гранатов и клинопироксенов. Во всех образцах обнаружены каймы, образованные из мелкозернистого измененного материала вокруг монолитной центральной части клинопироксенов, так называемые структуры «растрескивания» («Crinkled») или губчатые («spongy») структуры (Taylor, Neal, 1989). Для всех образцов характерны вторичные изменения, широко проявленные по трещинам. Вторичные минералы представлены: флогопитом, амфиболом преимущественно паргаситового ряда, кислым плагиоклазом (№ до 10), калиевым полевым шпатом, апатитом, хлоритом, серпентином, редко кальцитом и гидроокислами железа, развивающимися по сульфидам.

Главной особенностью низкомагнезиальных эклогитов (Mg# 58-72) является биминеральный состав с низкомагнезиальным гранатом (Mg# 43-60) пироп-альмандинового ряда и омфацитом с умеренным содержанием жадеитового минала (32-57 %), в среднем ниже чем в высокоглиноземистой группе (51-67 %) и выше, чем в высокомагнезиальной группе (19-25 %). Отношение (Mg^{Cpx}+Mg^{Grt}) / (Al^{Cpx}+Al^{Grt}) варьирует в пределах 0.9-1.5.

<u>Гранат.</u> Зерна имеют либо округлую изометричную форму, либо слегка вытянуты. В большинстве случаев отношение длинной оси к короткой не превышает 2 – 2.5. Диаметр гранатов не более 10-15 мм. Гранат часто содержит включения клинопироксена. Границы включений, как правило, ровные, зонами изменений не осложнены. В некоторых случаях гранат содержится в виде включений в клинопироксене. Краевые части граната почти всегда изменены, зоны изменения не превышают 0.3 мм.

Гранаты принадлежат пироп-альмандиновому ряду. Они, за исключением образца Cat-3 (альмандин) относятся к пиропам (рис. 3.3). Содержание CaO составляет, обычно 7-10мас. %., в гранате Cat-13 до 12 мас. % (табл. 3.6).

В измененных периферийных частях гранат становится более магнезиальным и менее железистым. Наиболее показательным в этом отношении является зерно граната из образца Cat-1, размером приблизительно 3.20 х 3.35 мм, в котором удалось выделить две основных зоны изменения состава и проследить их по всему периметру зерна. Для этого на электронном сканирующем микроскопе было проведено картирование по всему зерну и изучение состава по профилям (рис. 3.7 и 3.8). Время сканирования области составляло 40 мин. В результате было установлено, что центральная монолитная часть практически однородна по составу, отклонения в содержании основных окислов не превышают 0.5 мас. %. Скачкообразное изменение состава приурочено к зоне дробления. Содержание пиропового минала увеличивается с 43 до ~57 %, а альмандинового и гроссулярового – падает, соответственно с 37 до 30% и с 17 до 12 %. По мере удаления от центра зерна тенденция в изменении соотношений миналов сохраняется, в наиболее удаленной части был зафиксирован следующий минальный состав: Prp65 Alm22 Gros8 (прил., табл. 3). Характер границ между вторичными фазами сложный, не всегда содержание MgO, FeO и CaO меняется последовательно. Часть «осколков» в раздробленной катакластической кайме имеет состав первичного не измененного граната.

Изменения в зерне граната Cat-1 типичны для всех гранатов группы низкомагнезиальных эклогитов. В других ксенолитах также обнаруживается 2-3 стадии. Лучше всего смена состава вторичных фаз граната проявлена в образцах Cat-1, -3, -23, где выделены характерные тренды (рис. 3.9).




Рис. 3.8. А) и Б) Измененная область вокруг зерна граната из низкомагнезиального эклогита (обр. Cat-1) и профили содержания Mg, Fe, Ca. а – параметр кристаллической решетки (Å) в соответствующих зонах граната, определенный методом порошкового рентгенофазового анализа.



Рис. 3.9. Тройная диаграмма минального состава гранатов из низкомагнезиальных эклогитов. Показаны тренды изменения составов гранатов во вторичных каймах (обр. Cat-1,-3, - 23). Содержание Grs+Prp+Alm в гранатах из эклогитов 97.5-99%. Соге – состав центральных неизмененных частей гранатов, alt–новообразованные гранаты с измененным составом. В квадратных скобках указано количество точек определения состава вторичных гранатовых фаз для соответствующего образца. Заштрихованные области: красная, зеленая, синяя, сиреневая – состав центральных частей гранатов из высокомагнезиальных, низкомагнезиальных, высокоглиноземистых hi-Mg# и lo-Mg# эклогитов, соответственно.

01	ЪT	C!O	TIO	41.0	0.0	БО		M 0	MO	a a	C	
Образец	N	SiO ₂	TiO ₂	AI_2O_3	Cr_2O_3	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма	Mg#
Cat-7	8	39.92	0.24	22.77	0.00	0.36	17.62	0.37	11.22	7.50	100.00	52.9
Cat-13	6	39.25	0.18	22.50	0.13	0.00	16.02	0.18	9.74	11.91	99.91	52.0
Cat-11	5	39.34	0.18	22.45	0.13	0.33	17.01	0.24	10.51	9.73	99.91	52.2
Cat-34	11	40.07	0.16	22.88	0.00	0.29	15.20	0.29	11.39	9.74	100.03	57.0
Cat-22	7	39.98	0.30	23.02	0.00	0.27	15.74	0.31	13.05	7.35	100.03	59.5
Cat-3	4	39.05	0.24	21.99	0.02	0.30	21.01	0.38	9.05	7.99	100.03	43.3
Cat-5	6	39.60	0.10	22.51	0.00	0.68	18.56	0.39	10.65	7.60	100.09	50.1
Cat-23	10	39.99	0.21	22.73	0.00	0.34	16.37	0.41	11.71	8.27	100.03	55.8
Cat-1	21	39.63	0.28	22.46	0.06	0.11	18.53	0.28	11.49	7.17	100.01	52.4
Cat-15	9	40.53	0.28	22.93	0.04	0.64	13.84	0.26	14.50	7.02	100.04	64.7
Образец	N	Prp	Alm	Gros	Sps	Adr	Uv	Sch				
Cat-7	8	42.0	37.0	18.5	0.8	1.0	0.0	0.7				
Cat-13	6	37.1	34.2	27.8	0.0	0.0	0.4	0.5				
Cat-11	5	39.7	36.0	22.4	0.0	0.9	0.4	0.5				
Cat-34	11	42.2	31.6	24.7	0.2	0.8	0.0	0.5				
Cat-22	7	48.4	32.8	17.2	0.0	0.8	0.0	0.8				
Cat-3	4	34.6	45.1	18.7	0.0	0.9	0.1	0.7				
Cat-5	6	40.0	39.1	18.3	0.3	1.9	0.0	0.3				
Cat-23	10	43.5	34.1	20.5	0.3	1.0	0.0	0.6				
Cat-1	21	43.2	39.1	16.4	0.0	0.3	0.2	0.8				
1	1	1							1		I	

Таблица 3.6. Химический (в мас.%) и минальный состав центральных гомогенных неизмененных частей зерен гранатов из низкомагнезиальных эклогитовых ксенолитов.

N -количество точек, $Mg# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$.

<u>Клинопироксен</u> образует крупные ксенобластические зерна, часто находится в гранатах в виде небольших, вытянутых или округлых включений, реже сам содержит включения граната изометричной формы с диаметром не более 0.5 мм.

Все изученные клинопироксены входят в Ca-Na группу (по Morimoto et al., 1988) (рис. 4.5 и 4.6) и являются омфацитами, содержание жадеитового миналау которых колеблется в пределах 32 – 57 % (рис. 3.6, табл. 3.7).

Во многих зернах встречены структуры «растрескивания», однако они проявлены не так широко, как в омфацитах из высокоглиноземистых эклогитов.

Клинопироксены, как и гранаты, подверглись вторичным преобразованиям. В структурах «растрескивания» отмечается обеднение состава Na₂O, Al₂O₃ и обогащение CaO по

отношению к первичному омфациту (прил., табл. 4.). Выделено 2-3 стадии изменений (рис. 3.10), лучше всего они проявлены в образцах Cat-1 и Cat-7, где установлены характерные тренды преобразования составов (рис. 3.11).

В одном из образцов (обр. Cat-7) помимо структур «растрескивания» в периферической части крупного зерна были обнаружены мелкие, вытянутые до 10х20 мкм зерна перекристаллизованного клинопироксена (прил., рис. 6) с идиоморфными гранями. Состав зерен сходен с составом новообразованного клинопироксена в структурах «растрескивания».

Таблица 3.7. Химический (в мас.%) и минальный состав центральных гомогенных неизмененных частей зерен клинопироксенов из низкомагнезиальных эклогитовых ксенолитов.

Образец	Ν	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	Mg#
Cat-7	8	57.31	0.35	14.86	0.01	0.97	2.28	0.07	6.81	9.15	8.20	100.00	81.7
Cat-13	5	55.82	0.27	13.11	0.16	0.58	2.44	0.02	8.26	13.29	5.99	99.94	84.5
Cat-11	3	56.01	0.27	12.88	0.16	0.88	2.35	0.01	8.25	13.17	5.99	99.97	84.3
Cat-34	11	56.42	0.28	11.56	0.00	0.62	2.63	0.00	9.35	12.83	6.30	100.00	85.1
Cat-22	10	56.62	0.36	12.26	0.00	0.57	3.05	0.00	8.54	11.37	7.25	100.00	82.2
Cat-3	10	55.23	0.33	8.28	0.16	2.69	3.65	0.05	9.73	14.76	5.11	99.99	78.1
Cat-5	14	55.72	0.41	9.45	0.03	2.10	3.09	0.04	9.55	13.79	5.82	100.00	80.8
Cat-23	6	55.62	0.33	10.85	0.00	1.18	3.07	0.09	9.40	13.44	6.04	100.02	82.3
Cat-1	7	55.37	0.33	9.47	0.15	1.06	3.99	0.05	9.93	14.59	5.10	100.04	79.8
Cat-15	9	55.71	0.55	9.93	0.08	1.89	2.31	0.03	10.04	13.68	5.79	100.00	85.0
Образец	Ν	Jd	Aeg	Quad		J	Q						
Cat-7	8	56.6	2.8	40.7		1.12	0.77						
Cat-13	5	43.3	1.6	55.1		0.83	1.02						
Cat-11	3	42.7	24										
Cat-34			2.4	54.9		0.83	1.01						
Cat-J+	11	43.2	1.8	54.9 55.0		0.83 0.87	1.01 1.06						
Cat-22	11 10	43.2 48.8	2.4 1.8 1.9	54.9 55.0 49.3		0.83 0.87 0.99	1.01 1.06 0.97						
Cat-34 Cat-22 Cat-3	11 10 10	43.2 48.8 32.0	1.8 1.9 4.7	54.9 55.0 49.3 63.3		0.83 0.87 0.99 0.71	1.01 1.06 0.97 1.23						
Cat-22 Cat-3 Cat-5	11 10 10 14	43.2 48.8 32.0 36.7	 2.4 1.8 1.9 4.7 4.7 	54.955.049.363.358.6		0.83 0.87 0.99 0.71 0.81	1.01 1.06 0.97 1.23 1.14						
Cat-34 Cat-22 Cat-3 Cat-5 Cat-23	11 10 10 14 6	43.2 48.8 32.0 36.7 40.2	 2.4 1.8 1.9 4.7 4.7 2.8 	 54.9 55.0 49.3 63.3 58.6 57.1 		0.83 0.87 0.99 0.71 0.81 0.83	1.01 1.06 0.97 1.23 1.14 1.11						
Cat-34 Cat-22 Cat-3 Cat-5 Cat-23 Cat-1	11 10 10 14 6 7	 43.2 48.8 32.0 36.7 40.2 34.2 	2.4 1.8 1.9 4.7 4.7 2.8 2.7	 54.9 55.0 49.3 63.3 58.6 57.1 63.1 		0.83 0.87 0.99 0.71 0.81 0.83 0.71	1.01 1.06 0.97 1.23 1.14 1.11 1.21						

N -количество точек, $Mg# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$.



Рис. 3.10. Зерно клинопироксена с зонами изменений из lo-MgO эклогита Cat-1. Цифрами даны формульные коэффициенты Ca, Na. BSE-изображение.



Рис. 3.11. Q-J диаграмма для клинопироксенов (по Morimoto et al., 1988). На диаграмме показаны тренды изменения составов клинопироксенов во вторичных зонах. Соге – состав центральных частей клинопироксенов, alt – состав измененных клинопироксенов. В квадратных скобках указано количество точек с составами вторичных клинопироксеновых фаз для соответствующего образца, нанесенных на диаграмму.

<u>Рутил и ильменит.</u> Зерна рутила имеют как идиобластическую, так и ксенобластическую формы. В первом случае – это вытянутые зерна с прямоугольными очертаниями, во втором – рутил имеет округлую изометрическую форму. Реже в ксенолитах содержатся гипидиобластические зерна рутила, преимущественно треугольных очертаний. Рутил рассеян в породе, главным образом, его проявления приурочены к границам между

породообразующими минералами или зонам со вторичными изменениями, где зерна рутила резко выделяются. Включения рутила встречены, как в гранате, так и в клинопироксене.

Рутил химически чистый, он может содержать до 2 мас.% FeO и до 1-1.2 мас. % Nb₂O₅ (прил., табл. 5).

Ильменит отдельных фаз не образует, он находится в виде экссолюционных ламелей и кайм в зернах рутила. Максимальная ширина каймы составляет порядка 36.5 µm (обр. Cat-3). Рисунок распада твердых растворов в различных зернах рутила может меняться, наиболее типична решетчатая система с двумя преобладающими направлениями (рис. 3.12). Углы пересечения ламелей варьируют в узком диапазоне от 101 до 108°. Ламели прямые, линейные, вытянутые, почти без перегибов. Ширина и длина полос ильменита в противоположных направлениях различна, так в одном направлении максимальная ширина ламелей до 6 µm, длина – до 335 µm, во втором ширина достигает 2.5 µm, длина – до 180 µm. От центра к краю зерна расстояние между ламелями сокращается, их плотность увеличивается и у каймы они фактически, параллельно-ориентированную формируют уже, систему. Второй распространенный тип распада твердых растворов характеризуется образованием параллельноориентированной системы с волнистыми, извилистыми, иногда накладывающимися друг на друга, ламелями ильменита, выдержанными по толщине (около 3-4 µm), среднее расстояние между которыми сохраняется на всей площади зерна рутила (рис. 3.13).

В образце Cat-15 был встречен необычный сросток рутила, где в одной (большей) части, распад твердого раствора имеет рисунок «первого» типа, а в меньшей части зерна, углы между ламелями ильменита сильно искажены и в среднем составляют около 145°. Это зерно отличается от остальных еще и тем, что в центральной области можно выделить две системы распада. Углы пересечения полос ильменита в обоих случаях одинаковы, однако первая – образована тонкими ламелями, как правило, небольшой протяженности (до 10-12 µm). Вторая система сформирована более мощными и протяженными (в 2-3 раза) ламелями. Они сильно резорбированы, ильменит присутствует в них лишь фрагментарно, а освободившееся пространство заполнено вторичными минералами, такими как барит. Эта система занимает центральную часть зерна.

Химический состав ильменита удалось определить только в образце Cat-3 (прил., табл. 5), в крупном идиобластическом и одном изометричном зернах рутила, где толщина экссолюционных ламелей и кайм максимальна. В составе ильменита присутствует MgO (до 8 мас. %) и MnO (до 2 мас. %). В целом можно говорить об изменении состава ламелей на разных участках зерна: в центральной части, полосы ильменита менее магнезиальны и содержат не более 2 мас.% MgO, к границе зерна содержание MgO постепенно увеличивается и в кайме

достигает максимальных значений, около 8 мас.%. Содержание MnO варьирует в пределах 0.5 мас.%, никакой закономерности в распределении этого элемента не выявлено.



Рис. 3.12. Эксолюционные ламели и каймы ильменита в рутиле. Цифрами даны формульные коэффициенты Fe²⁺ и Mg для анализов ильменита в соответствующих точках (обр. низкомагнезиального эклогита Cat-3). BSE-изображение.

Анализ данных для всех имеющихся продуктов распада показал, что распад, вероятно, произошел из первоначальной фазы армолколитоподобного состава (Fe²⁺_{0.75}Mg_{0.11}Mn_{0.03}Al_{0.01}Nb_{0.01})_{0.91}Ti_{2.05}O₅. Предположительная формула была рассчитана на основании следующей пропорции: рутиловая матрица – 40%, ильменитовые ламели с пониженным содержанием MgO из центральных частей зерна – 50%, ильменитовые ламели и каймы с повышенным содержанием MgO из периферических частей зерна – 10%.



Рис. 3.13. Зерно рутила с эксолюционными каймами и ламелями ильменита, параллельно-ориентированная система. BSE-изображение.

Два типа структур распада проявлены в равной мере как в интерстиционных зернах, так и во включениях в породообразующих минералах, различий в составе между этими типами зерен нет.

<u>Сульфиды</u> округлой или вытянутой формы, с мелкопористой, кавернозной, трещиноватой поверхностью, сильно изменены. Встречаются в виде включений в клинопироксене и гранате или в виде интерстиционных включений. Из-за характера поверхности и плохой сохранности зерен хороших анализов химического состава получить не удалось, однако, некоторые особенности выделить можно. В составе преобладает FeO от 70 мас. % и выше. В качестве примесей присутствуют: NiO (до 17 мас.%), CuO (до 4 мас.%), MgO (до 2-3 мас.%), SO₃ (до 2 мас.%), V₂O₅(до 1 мас.%). К сожалению, полученные данные не позволяют определить минеральные виды, однако на основании характерного набора элементов и по литературным источникам можно сделать некоторые выводы. В ряде эклогитовых

ксенолитов из трубок различных кратонов выделены Cu-Fe-Ni полифазные сульфидные образования, представленные, главным образом, моносульфидными твердыми растворами (Fe+S+Ni+Cu±Co), пирротином, пентландитом, халькопиритом, Ni-содержащим и обычным пиритом. Реже встречаются более экзотические виды: смизит, виоларит, кубанит и др. Находки подобных минеральных ассоциаций были описаны в эклогитовых ксенолитах из: трубки Удачная, Восточная Сибирь (Гаранин, Рогожина, 2003), трубок кратона Слэйв, Канада (Aulbach et al., 2009), трубки Робертс Виктор, Южная Африка (Gréau et al., 2013) и т.д. Разложение сульфидных фаз, замещение их гидроокислами железа и потеря серы объясняется авторами гипергенным выветриванием. Все указанные особенности, связанные с гипергенными процессами, широко распространены и в гораздо большей степени проявлены в сульфидах из эклогитовых ксенолитов трубки Катока (Gréau et al., 2013).

3.5. Высокомагнезиальные эклогиты

В группе высокомагнезиальных эклогитов пять образцов: Cat-2, -6, -8, -18, -18b. По структурно-текстурными особенностями hi-MgO эклогиты отличаются от эклогитов других групп. Структура порфирогранобластовая и порфиробластовая, структура основной ткани гранобластовая реже пойкилобластовая (обр. Cat-2). Текстуры либо неявно сланцеватые, либо массивные. Во всех образцах вкрапленники представлены крупными (до 7-8 мм) зернами граната ксенобластового или гипидиобластового облика в матрице клинопироксена.

В шлифе образца Cat-2 обнаружены нетипичные для всех остальных эклогитов взаимоотношения граната и клинопироксена, это единственный образец с пойкилобластовой структурой. Все зерна гранатов ксенобластовые, содержат мелкие включения клинопироксена. Включения могут быть как округлыми, так и с резкими угловатыми краями, причем оба типа часто содержатся в одном гранате. Форма включений разная, есть изометричные, овальные, неправильные, вытянутые, близкие к треулогльным и сильно удлиненные, почти столбчатые зерна. В достаточно крупных включениях клинопироксена иногда наблюдаются включения граната. Такие взаимные фазы включений могут образовывать кольцеобразные структуры. Согласно классификации предложенной в работе (Sobolev et al., 1994) структурно-текстурные признаки образца Cat-2 соответствуют второму типу. Петрографические особенности остальных образцов hi-MgO эклогитов соответствуют типам 4 и 5.

Породообразующие минералы – гранат и клинопироксен, акцессорные – рутил и сульфидные фазы.

46

Катакластические нарушения проявлены значительно менее интенсивно, чем в остальных группах ксенолитов и выражаются лишь в трещинах катаклаза и иногда небольших участках дробления в клинопироксене.

Вторичные изменения также занимают гораздо меньший объем породы, по сравнению с другими типами эклогитов. В основном, они наблюдаются в виде тонких реакционных кайм, шириной не более 0.1 мм, но чаще границы между зернами резкие. Наиболее распространенный вторичный минерал – флогопит, также присутствуют: амфиболы (паргасит, магнезио-катафорит, калиевый магнезио-катафорит и эденит), серпентин, апатит, бариевые полевые шпаты.

Главными особенностями, позволяющими отнести эклогиты к группе hi-MgO, являются: повышенная магнезиальность гранатов (75-77, содержание пиропового минала превышает 68%), повышенная магнезиальность клинопироксенов (88-90) и породы в целом (82-85), повышенное содержание Nb₂O₅ (7-11 мас.%) в рутилах и специфический набор структурнотекстурных признаков, не встречающихся в других группах эклогитов.

<u>Гранат</u>образует крупные (до 7-8 мм), как правило, вытянутые зерна ксенобластового или гипидиобластового облика.

Химический состав граната существенно магнезиальный, содержание пиропового минала варьирует от 68 до 71%, а альмандиновый минал в 2.5 – 3 раза преобладает над гроссуляровым. В сумме все три компонента составляют 97 – 99% (табл. 3.8, рис. 3.3). Значительных вариаций в содержании оксидов и полифазных вторичных изменений в зернах пиропа не выявлено, в том числе с применением рентгенофазового анализа.

В образце Cat-6 в центральных частях наиболее крупных зерен гранатов были обнаружены области неопределенной формы, характеризующиеся сильно отличающимся составом (рис. 3.14). Если минальные составы большинства зерен близки к соотношению Prp69 Alm22 Grs7, то в таких центральных частях оно меняется вплоть до Prp53 Alm35 Grs11. Разница в содержании MgO достигает ~ 5 мас.%, FeO – ~ 6 мас.%. Указанные области могут представлять собой сохранившиеся протоядра. Состав гранатов в них близок к составу гранатов из некоторых образцов низкомагнезиальных эклогитов (рис. 3.3).



Рис. 3.14. Протоядра в гранате, образец Cat-6. На левом рисунке приведены содержания миналов в точках анализа: Prp – пироп, Alm – альмандин, Grs - гроссуляр. На правом рисунке приведены содержания Mg, Fe и Ca в ф.е. в точках анализа. BSE-изображение.

Образец	Ν	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма	Mg#
Cat-18	7	41.36	0.13	23.62	0.19	0.16	11.35	0.25	19.58	3.27	99.92	75.3
Cat-18b	6	41.60	0.17	23.77	0.00	0.17	11.21	0.28	19.60	3.21	100.02	75.6
Cat-6	6	41.56	0.07	23.43	0.11	0.43	10.85	0.46	19.13	4.04	100.08	75.5
Cat-2	9	41.47	0.10	23.62	0.06	0.25	11.29	0.37	18.86	3.98	100.00	74.7
Cat-8	6	41.68	0.16	23.60	0.26	0.30	10.38	0.42	19.44	3.88	100.13	76.7
Образец	Ν	Prp	Alm	Gros	Sps	Adr	Uv	Sch				
Cat-18	7	70.4	22.9	5.3	0.0	0.4	0.5	0.4				
Cat-18b	6	70.0	22.5	6.6	0.0	0.5	0.0	0.5				
Cat-6	6	68.9	21.9	7.3	0.0	1.2	0.5	0.2				
Cat-2	9	67.7	22.7	8.5	0.0	0.7	0.2	0.3				
Cat-8	6	69.3	20.8	7.9	0.0	0.8	0.7	0.4				

Таблица 3.8. Химический (в мас.%) и минальный состав центральных гомогенных неизмененных частей зерен гранатов из высокомагнезиальных эклогитовых ксенолитов.

N -количество точек, $Mg# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$.

<u>Клинопироксен</u> слагает более 50% породы. Зерна крупные, ксенобластовые, вытянутые или неопределенных очертаний. Как и в других группах эклогитов в hi-MgO эклогитах встречены структуры «растрескивания», однако в этом типе эклогитов они проявлены не столь широко. Химический состав клинопироксена из структур растрескивания приведен в приложении (прил. табл. 6).

По химическому составу клинопироксены относятся к Ca-Na группе. Все они представлены омфацитами (по Morimoto et al., 1988) (табл. 3.9, рис. 3.5 и 3.6.), но содержание жадеитового минала в них минимально (19-25%). В образце Cat-2 содержание SiO₂, Al₂O₃, MgO, Na₂O в центральных частях зерен варьирует в пределах 0.5 - 0.7 мас. %.

Образец	Ν	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr_2O_3	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	Mg#
Cat-18	10	55.48	0.33	6.45	0.27	1.37	1.78	0.04	13.24	16.99	4.05	100.00	90.8
Cat-18b	7	55.56	0.36	6.35	0.19	1.24	1.90	0.00	13.36	17.07	3.97	100.00	90.6
Cat-6	4	55.47	0.27	5.52	0.67	1.26	2.05	0.09	13.44	17.70	3.59	100.04	90.1
Cat-2	17	55.45	0.33	5.18	0.23	1.28	2.08	0.09	13.87	18.41	3.16	100.09	90.3
Cat-8	6	55.55	0.33	5.50	0.58	1.07	1.84	0.06	13.86	17.74	3.49	100.03	91.4
Образец	Ν	Jd	Aeg	Quad		J	Q						
Cat-18	10	24.6	3.9	71.5		0.56	1.41						
Cat-18b	7	24.1	3.8	72.0		0.55	1.42						
Cat-6	4	21.6	3.9	74.5		0.50	1.46						
Cat-2	17	19.0	3.6	77.4		0.44	1.51						
Cat-8	6	21.8	2.9	75.3		0.49	1.48						

Таблица 3.9. Химический (мас.%) и минальный состав центральных гомогенных неизмененных частей зерен клинопироксенов из высокомагнезиальных эклогитовых ксенолитов.

N -количество точек, $Mg# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$.

Акцессорные минералы.

<u>Рутил.</u>

Рутил образует, как правило, ксеноморфные округлые, несколько вытянутые, реже неправильные зерна со средним диаметром 0.15-0.17 мм, рассеянные в породе. Ламели ильменита крайне тонкие (около 0.5 µm и менее), ильменитовых кайм не наблюдается.

Отличительной особенностью рутилов из высокомагнезиальных эклогитов является наличие в их составе значительного содержания Nb₂O₅ (от 7 до 11 мас.%) и FeO (до 5.5 мас.%) (прил. табл. 7.). СодержаниеNb₂O₅ в изученных рутилах гораздо выше, чем выявленные ранее в рутилах из алмазоносных эклогитов и включениях в алмазах (Rudnick, 2000; Соболев и др., 2011). В ламелях ильменита содержание Nb₂O₅ не превышает 2 мас.%. В двух зернах (обр. Cat-18 и Cat-18b) в прикраевой части были обнаружены небольшие (до 10x10 μ m) петлеобразные и неправильной формы участки с содержанием Nb₂O₅ до 25 мас.% и Ta₂O₅ до 2 мас.% (рис. 3.15). Природа этих участков пока до конца не ясна. Локализация в прикраевой части зерна, неопределенность формы выделения и их редкость (два зерна из более чем двух десятков изученных) говорит о том, что они, возможно, образовались вследствие частичного плавления эклогитов в мантийных условиях. Разница в содержании Nb₂O₅ и Ta₂O₅ между рутилами из различных групп эклогитов и обнаруженными высокониобиевыми фазами по отношению к содержанию TiO₂ наглядно показана на рис. 3.16.

<u>Сульфиды.</u> Отличительных признаков сульфидной минерализации в зависимости от типа эклогитов выявлено не было, полное описание представлено в разделе 3.4.



Рис. 3.15. Эксолюционные ламели и каймы ильменита в рутиле, hi-MgO эклогит. Содержание Nb₂O₅ в рутиловой матрице 7-11 мас.%, Ta₂O₅ до 1 мас.%. Содержание Nb₂O₅ в выделенной светлой кайме до 25 мас.%, Ta₂O₅ до 4 мас.%. BSE-изображение.



Рис. 3.16. Содержание Nb₂O₅ и Ta₂O₅ в рутилах из различных групп эклогитов и в высокониобиевых фазах (Irt – «ильменорутилах») из высокомагнезильных эклогитов по отношению к содержанию TiO₂. Фиолетовые цифры напротив соответствующих групп рутилов и «ильменорутилов»: первая цифра – количество проанализированных зерен, вторая – суммарное количество точек анализа.

3.6. Выводы

Эклогиты каждой выделенной группы (высокоглиноземистые, высокомагнезиальные, низкомагнезиальные) обладают набором собственных: минералогических, петрографических и петрохимических признаков, и могут быть уверенно по ним разделены. Детальное изучение минералогии и петрографии мантийных эклогитов позволило не только подробно классифицировать и описать все особенности этих пород, но и выявить характерные для ксенолитов трубки Катока черты, отличающие их от других подобных образований. В обобщенном виде они приведены в таблице 3.10. Полученные результаты имеют важные следствия для реконструкции условий формирования и эволюции мантийных ксенолитов трубки Катока.

Наличие многочисленных специфических первичных и наложенных особенностей во всех разновидностях эклогитов говорит об их этапном преобразовании в мантии. Восстановить последовательность преобразования и охарактеризовать процессы, приведшие к формированию современного облика мантийных ксенолитов на основании только минералогичеких данных затруднительно. Таблица 3.10. Петрографо-минералогическая характеристика высокоглиноземистых, высокомагнезиальных и низкомагнезиальных мантийных эклогитов кимберлитовой трубки Катока.

N	Признак	Высокоглиноземистые эклогиты	Низкомагнезиальные эклогиты	Высокомагнезиальные эклогиты
1.1	Структура	Гранобластовая	Гранобластовая	Порфирогранобластовая и порфиробластовая, структура основной ткани гранобластовая реже пойкилобластовая
1.2	Текстура	Массивная	Массивная	Массивная и неявносланцеватая
1.3	⁽¹⁾ Mg# ^{WR}	64-66 и 74-76	58-72	80-81
1.4	$\begin{array}{c}(Mg^{Cpx}+Mg^{Grt})/\\(Al^{Cpx}+Al^{Grt})\end{array}$	0.7-1.0	0.9-1.5	> 2.1
1.5	Породообразующие и второстепенные минералы	Гранат, клинопироксен, кианит	Гранат, клинопироксен	Гранат, клинопироксен
1.6	Акцессорные минералы	Корунд	_	-
1.7	Соотношение Grt и Cpx в эклогитах	Grt 40 - 50 %, Cpx 60 - 50 %	Grt 40 - 50 %, Cpx 60 - 50 %	~ Grt 50 %, Cpx 50 %
		Prp 30-46	Prp 35-53	Prp 68-70
2.1	Состав граната	Alm 20-33	Alm 28-45	Alm 21-23
		Grs 25-41	Grs 16-28	Grs 5-8
2.2	FeO(tot)	10-16	14 -21	11-12
2.3	MgO	8-13	9-15	19-20
2.4	CaO	10-15	7-12	3-4

		Jd 51-67	Jd 32-57	Jd 19-25
2.5	Состав клинопироксена	Aeg 1-2	Aeg 2-5	Aeg 3-4
		Wo+En+Fs 32-47	Wo+En+Fs 41-63	Wo+En+Fs 72-77
2.6	Al ₂ O ₃	14-20	8-15	5-6
2.7	MgO	5-8	7-10	13-14
2.7	CaO	8-11	9-15	17-18
2.8	Na ₂ O	7-9	5-8	3-4
3.1	Состав рутила	до 1 мас. % Nb ₂ O ₅ и FeO	до 2 мас. % FeO и до 1 – 1.2 мас. % Nb ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅ до 11 мас. % и FeO до 5 – 5.5 мас. %

 $Mg\#^{WR}$ – магнезиальность породы, расчитанная на основании реконструированного состава эклогитов. . Модальный состав принимался равным 60% Grt, 40% Cpx в hi-Al₂O₃ и lo-MgO эклогитах и 50% Grt, 50% Cpx в hi-MgO эклогитах. Отличие Mg#, определенной таким образом, от Mg# расчитанной на основании XRF анализа не превышает 3 ед.

Глава 4. Геохимия эклогитов

4.1. Главные и редкие элементы в валовом составе эклогитов

Содержание главных элементов в валовом составе эклогитов определено методом XRF, редких – ICP-MS (табл. 4.1).

Содержание главных элементов согласуется с предложенным разделением эклогитов на $hi-Al_2O_3$, lo-MgO и hi-MgO типы. $Hi-Al_2O_3$ и lo-MgO эклогиты характеризуются близкими значениями магнезиальности (Mg#^{WR}=Mg/(Mg+Fe)) 65-68 и 56-71 соответственно. В hi-MgO эклогитах максимальные значения $Mg#^{WR}$ 83-84. Помимо этого в hi-MgO обнаружено повышенное содержание хрома (445-665 ppm) по сравнению с другими группами эклогитов (130-426 ppm) (табл. 4.1).

Распределение редких элементов приведено на диаграмме 4.1. Спектры распределения редких элементов в $hi-Al_2O_3$ и lo-MgO близки, они характеризуются пологой формой с выделяющимся положительным пиком Pb. В hi-MgO эклогитах распределение редких элементов заметно отличается. В их спектрах выявлен отрицательный пик Ti и повышенные содержания: Ce, Nd, Sm, Zr, Hf и Sr.



Рис. 4.1. Мультиэлементные спектры распределения редких элементов для валовых составах мантийных эклогитов.

Таблица 4.1. Химический состав ксенолитов из трубки Катока. Содержание петрогенных элементов определено с помощью метода XRF, содержание REE и редких элементов определено с помощью метода ICP-MS.

	Эклогиты												
			Lo-	MgO			Hi-N	ИgO	Hi-A	l ₂ O ₃ -2	Prd		
	Cat-1	Cat-3	Cat-11	Cat-13	Cat- 22	Cat- 23	Cat-2	Cat- 18	Cat- 14	Cat-33	Cat- 19		
SiO ₂ (мас.%)	46.8	43	44.2	44.2	40.6	42.6	50.7	48.2	47.4	44.1	40.6		
TiO ₂	0.406	1.02	0.483	0.668	0.83	0.39	0.288	0.35	0.35	0.62	0.51		
Ti (ppm)	2433	6113	2895	4003	4974	2337	1726	2098	2098	3716	n.d.		
Al_2O_3	14.8	17	17.5	17.7	13	17.6	9.14	12.5	18.7	17.4	2.29		
FeO	10.9	14.95	11.71	10.72	9.36	13.5	5.36	6.22	7.92	10.26	7.13		
MnO	0.178	0.295	0.21	0.186	0.17	0.28	0.142	0.17	0.129	0.18	0.11		
MgO	12.5	10.5	11.8	11.4	13	12.3	15.6	17.5	8.35	12.4	36.4		
CaO	10.1	9.5	9.53	10.8	13.1	9.71	14.7	11.2	11.9	10.1	1.62		
Na ₂ O	2.27	1.45	1.52	2.07	2.73	1.57	2.54	2.29	2.77	2.24	0.12		
K ₂ O	0.174	0.212	0.557	0.148	0.23	0.082	0.104	0.087	0.453	0.15	0.54		
P_2O_5	< 0.05	0.05	0.083	0.071	1.00	< 0.05	0.051	< 0.05	0.077	0.05	0.061		
LOI	0.74	0.26	0.97	0.85	5.00	0.43	0.69	0.72	0.91	1.43	9.65		
Total	100	99.9	99.9	100	99.9	99.9	99.8	99.9	99.9	100	99.8		
Sc (ppm)	29.2	46.5	32.8	26.6	34.6	55.3	32.8	34.2	20.4	41.9	5.65		
V	230	315	219	272	122	136	425	156	192	143	48		
Cr	318	393	426	204	130	178	666	445	221	150	821		
Co	117	162	122	105	b.d.l.	b.d.l.	53.6	b.d.l.	112	b.d.l.	b.d.l.		
Ni	215	88	72.8	139	b.d.l.	b.d.l.	130	b.d.l.	62.7	b.d.l.	b.d.l.		
Cu	31.6	41.5	16.5	18.1	b.d.l.	b.d.l.	20.2	b.d.l.	13.4	b.d.l.	b.d.l.		
Zn	56.9	90	69.5	79.9	b.d.l.	b.d.l.	32.3	b.d.l.	73.4	b.d.l.	b.d.l.		
Ga	13.8	16	13.6	16.9	b.d.l.	b.d.l.	10.2	b.d.l.	20.2	b.d.l.	b.d.l.		
Rb	3.87	5.05	10.5	4.66	10.7	4.91	2.38	3.42	7.37	5.83	27.1		
Sr	84	60.5	97	63.6	396	50.7	526	336	56.7	52.1	116		
Y	12.2	36.7	21.7	15.1	14.5	25	13.6	8.52	6.55	15.7	2.49		
Zr	28	58.2	45.4	35.2	41.4	43	112	61.7	27.2	26.3	35.4		
Nb	6.15	69	18.5	24.5	27	12.5	9.25	94.3	5.88	15.9	26.2		
Ba	43.6	120	623	82.1	170	215	44.4	134	644	188	197		
La	3.99	3.67	7.08	5.42	6.41	2.73	2.22	18.5	3.13	4.12	10.5		
Ce	7.02	8.47	15.7	14.7	12	5.39	66.8	49.5	7.68	8.85	20.2		

Продолжени табл. 4.1

Pr (ppm)	0.97	0.95	1.57	1.24	1.32	0.74	9.31	6.19	0.73	0.91	2.05
Nd	3.99	4.56	6.41	5.05	5.94	3.66	37.9	24.0	3.10	3.82	8.34
Sm	0.99	1.76	1.78	1.78	1.41	1.65	6.77	4.10	1.49	1.11	1.42
Eu	0.39	0.90	0.70	0.85	0.61	0.74	1.75	1.08	0.73	0.47	0.29
Gd	1.48	3.65	2.54	2.57	2.11	2.46	5.07	3.21	1.73	1.63	0.89
Tb	0.30	0.82	0.56	0.47	0.42	0.61	0.63	0.35	0.30	0.4	0.12
Dy	2.04	6.18	3.70	2.92	2.87	4.62	3.36	1.80	1.30	2.93	0.57
Но	0.42	1.36	0.82	0.55	0.50	0.87	0.57	0.34	0.26	0.55	0.081
Er	1.23	3.88	2.25	1.31	1.46	2.60	1.32	0.9	0.66	1.57	0.25
Tm	0.15	0.56	0.30	0.15	0.23	0.32	0.19	0.12	0.076	0.22	0.035
Yb	0.96	3.76	1.78	0.91	1.25	2.33	1.06	0.87	0.45	1.05	0.28
Lu	0.12	0.53	0.23	0.15	0.19	0.31	0.14	0.14	0.079	0.19	0.029
Hf	0.77	1.55	1.17	0.9	1.07	1.16	3.14	1.7	0.82	0.67	0.88
Та	0.23	1.89	0.78	0.73	1.23	0.72	0.55	5.54	0.26	0.81	2.08
Pb	1.56	1.59	1.60	1.46	b.d.l.	b.d.l.	1.44	b.d.l.	2.09	b.d.l.	b.d.l.
Th	0.50	0.39	1.14	0.69	0.92	0.41	1.04	1.21	0.48	0.48	4.13
U	0.24	0.21	0.40	0.25	0.28	< 0.1	0.33	0.36	0.37	0.56	0.40
Ti	2432	6110	2893	4001	4972	2336	1725	2096	2096	3714	3056
Nb/Ta	27	37	24	34	22	17	17	17	23	20	13
Zr/Hf	36	38	39	39	39	37	36	36	33	39	40
Ti/Zr	86.86	105	63.73	113.67	120.09	54.33	15.4	33.98	77.08	141.21	86.3

4.2. REE и другие редкие элементы в породообразующих минералах

Редкие, в особенности редкоземельные элементы, а также их отношения являются важными индикаторами геологических процессов. Оценка их содержания и соотношения в мантийных эклогитах может способствовать выяснению генезиса, характеристике процессов частичного плавления и метасоматического воздействия.

Гранаты. Исследование содержаний редких элементов в гранатах из различных типов эклогитов показало, что центральные неизмененные части зерен во всех группах эклогитов характеризуются приблизительно одинаковым составом (прил., табл. 9). Все тренды имеют характерную форму (рис. 4.2), указывающую на сильное обеднение LREE и обогащение HREE, La_n/Yb_n 0.001-0.011, лишь в 6 из 23 гранатах установлено отличное отношение - 0.028-0.092, при этом гранаты с таким отношением относятся к разным группам эклогитов. Гранаты из hi-Al₂O₃ эклогитов (за исключением обр. Cat-33) имеют аномальные дугообразные спектры распределения с возрастанием концентрации элементов от La до Eu, а затем понижением содержания HREE с выполаживанием тренда к Lu (рис. 4.2). Такое же распределение наблюдается и в гранате из lo-MgO эклогита (Cat-13). Согласно данным (Jacob, 2004) этот тип спектров (II тип) в отличие от широко распространенного I типа, чаще всего встречается в коэситовых и кианитовых (корундовых, кианит-корундовых) мантийных эклогитах.

Исследование центральных гомогенных частей и вторичных кайм показало слабую изменчивость распределения REE в различных зонах зерен. В пределах центральной части от центра к краю зональности ни в одном образце не выявлено.

Во всех изученных гранатах содержание Cs обычно ниже предела обнаружения и, как правило, не превышает 0.01-0.02 ppm, в них также наблюдается отрицательная Sr аномалия (Sr_n 0.02-0.13).

Содержание и распределение REE в протоядрах (обр. Cat-6, hi-MgO эклогит), как правило, близко к содержанию и распределению REE в гранатах из других hi-MgO эклогитов. При этом содержание всех REE в гомогенных периферических частях повышено и близко к содержанию REE в обр. Cat-2, в котором структурно-текстурные признаки указывают на его полную перекристаллизацию (рис. 4.2). По ряду реперных отношений (Zr/Hf, Rb/Sr, Sr/Nd, La/Sm) и содержанию отдельных элементов (Sr, Zr, Cr, Nb) протоядра крупных зерен значительно отличаются от мелкозернистого гомогенного граната и схожи с гранатами из других групп эклогитов (прил. табл. 9).

Клинопироксены. Содержание и распределение редких элементов в клинопироксенах из трех групп эклогитов сильно различается (рис. 4.2). Самые низкие содержания REE выявлены в омфацитах из hi-Al₂O₃ эклогитов, на уровне около 0.1 от примитивной мантии. Кривые

распределения имеют дугообразную форму, показывающую обогащение MREE. Для клинопироксенов lo-MgO эклогитов характерны субгоризонтальные тренды с содержанием LREE близким к примитивной мантии и обеднением HREE. В омфациатах hi-MgO эклогитов распределение REE совпадает с распределением в клинопироксене из неизмененного перидотитового ксенолита, вынесенного тр. Катока (Cat-19). Тренды распределения показывают значительное обогащение LREE, более чем в 20-70 раз превышающее содержание LREE в примитивной мантии. Содержание REE постепенно снижается к Lu и содержание HREE близко к уровню примитивной мантии (рис. 4.2, прил., табл. 8). Зональности в пределах гомогенных центральных частей зерен не выявлено. Отдельно следует выделить образец Cat-23. Тип распределения REE в клинопироксене из этого образца можно охарактеризовать, как промежуточный между hi-MgO и lo-MgO группами.

Содержание REE в «губчатых структурах» клинопироксенов (Taylor, Neal, 1989) во всех типах эклогитов превышает содержание REE в центральных частях зерен, иногда более чем в 10 раз. Диаграммы демонстрируют один характер распределения REE в центральных неизмененных зонах и в «губчатых структурах», тренды практически параллельны (прил., рис. 7), в отдельных случаях наблюдается небольшое обогащение LREE.



Рис. 4.2. Спектры распределения REE в гранатах и клинопироксенах из различных групп эклогитов, нормализованные относительно примитивной мантии (McDonough, Sun, 1995).

4.3. Выводы

Геохимические данные полностью подтверждают ранее сделанное на основании минералогических и петрографических особенностей разделение мантийных эклогитов на три группы. В каждой из групп эклогитов отчетливо проявились собственные геохимические признаки, только в единичных образцах обнаружено несовпадение минералогических и петрохимических особенностей с геохимическими, приуроченными к одному типу. Образец Cat-33 по минералогическим и петрохимическим признакам отнесен к hi-Al₂O₃-2 эклогитам, но по геохимическим характеристикам близок к lo-MgO группе. Образец lo-MgO эклогита Cat-13 по содержанию REE и редких элементов и ряде случаев ближе к hi-Al₂O₃ типу эклогитов.

В ряду hi-Al₂O₃–lo-MgO–hi-MgO в клинопироксенах: содержание REE и Y, Pb, Zr, Hf увеличивается. В гранатах увеличивается содержание HREE. Наилучшим образом различия в содержании LREE проявляются в величине коэффициентов распределения между клинопироксеном и гранатом ($^{cpx/grt}D_i$) (рис. 4.3). Зависимость $^{cpx/grt}D_i$ LREE от $^{cpx/grt}D_{Ca}$ в мантийных эклогитах, установленная в работе (Harte, Kirkley, 1997), подтверждается и на материале эклогитов из кимберлитовой трубки Катока (рис. 4.3).

Полученные результаты имеют важные следствия для реконструкции условий формирования мантийных ксенолитов трубки Катока.



Рис. 4.3. Зависимость коэффициентов распределения LREE (La, Ce, Nd, Sm, Eu) клинопироксен/гранат от коэффициента распределения CaO клинопироксен/гранат. Черные и красные прямые с подписями соответствующих элементов – линии аппроксимации. Уравнение аппроксимации у=a+b*x, набор данных – все образцы, кроме измененного эклогита Cat-23. PCC – коэффициент линейной корреляции (коэффициент корреляции Пирсона).

Глава 5. Термобарометрия эклогитов

5.1. Определение РТ-параметров

Введение.

Корректное определение термобарических параметров мантийных эклогитов – довольно трудная задача. В отличие от более распространенных ксенолитов перидотит-пироксенитовой серии для оценки РТ-параметров мантийных эклогитов на сегодняшний день нет общепризнанного инструмента или согласованной системы, разнообразие методов крайне ограничено. а многие существующие гранат-клинопироксеновые геотермометры И геобарометры основаны на реакциях равновесия этих минералов в гранатовых лерцолитах и гранатовых пироксенитах (Симаков, 2003; Сурков, Гартвич, 2004; Никитина, 2005; Бутвина, 2013; и др.). К настоящему времени насчитывается 6 наиболее распространенных геотермометров, основанных на распределении Fe и Mg между гранатом и омфацитом (Ellis, Green, 1979; Powell, 1985; Ai, 1994; Krogh, 2000; Nakamura, 2006; Nakamura, 2009). Однако независимое определение давления по той же минеральной ассоциации вызывает значительные трудности (Griffin, O'Reilly, 2007). Несмотря на то, что исследователями неоднократно предпринимались попытки решить эту задачу (Simakov, 2008; Hanrahan et al., 2009a; Hanrahan et al., 20096; Beyer et al., 2015), как правило, приходится прибегать к косвенным способам оценки давления: либо принимать для расчета температуры некоторое значение давления для всех образцов эклогитовых ксенолитов, либо использовать теоретические геотермы, рассчитанные по мощности тепловых потоков (Pollack, Chapman, 1977; Hasterok, Chapman, 2011; Furlong, Chapman, 2013).

Несмотря на ограниченный набор термобарических инструментов для определения РТпараметров мантийных эклогитов все же существует несколько способов оценки. Методологически правильным будет применение одного геотермометра и геобарометра или системы согласованных (дающих близкие, в пределах погрешности, значения Т и Р) инструментов, что позволит корректно сравнить результаты. Важность подобного выбора и необходимость использования одного метода для термобарометрии мантийных пород неоднократно обсуждалось в работах (Никитина, 2005; Глебовицкий и др., 2007; Вревский и др., 2010; и пр.), на примере перидотитовых ксенолитов. Выбор применяемых сегодня в литературе методов расчета РТ-параметров мантийных эклогитов носит субъективный характер, т.к. нет каких-либо обоснованных критериев, руководствуясь которыми, возможно было бы однозначно отдать предпочтение одному инструменту.

Методика определения РТ- параметров и выбор термобарических инструментов.

Оценки давления и температуры проведены по средним составам центральных неизмененных зон гранатов и клинопироксенов, полученным по нескольким точкам в различных зернах. Такая методика обосновывается гомогенностью центральных частей зерен гранатов и клинопироксенов. Однако иногда усреднение составов гранатов и клинопироксенов приводит к бо́льшей погрешности, выходящей за пределы погрешности используемых термобарометрических инструментов. Для используемых в настоящей работе термометров она не превышает 80°С. Установленная погрешность показывает максимальное различие температурных значений при одном и том же давлении для всех пар гранат-клинопироксен, использованных для получения среднего состава граната и клинопироксена. Средний состав граната и клинопироксена определялся по данным, как правило, 5-10 анализов (табл. 3.1, 3.2, 3.5, 3.6, 3.7, 3.8).

Параметры образования эклогитов определены с помощью нескольких с гранатклинопироксеновых геотермометров (Ellis, Green, 1979; Powell, 1985; Ai, 1994; Krogh, 2000; Nakamura, 2006; Nakamura, 2009) в комбинации с гранат-клинопироксеновым барометром в двух версиях (Simakov, 2008; Beyer et al., 2015), литиевым гранат-омфацитовым барометром, (Hanrahan et al., 2009a; Hanrahan et al., 2009б), а также с теоретическими геотермами тепловых потоков (Pollack, Chapman, 1977; Hasterok, Chapman, 2011; Furlong, Chapman, 2013).

В результате сопоставления различных комбинаций в качестве наиболее достоверной оценки РТ-параметров образования эклогитов были выбраны значения, получаемые по пересечению кривых, заданных уравнением термометра (Nakamura, 2006) и уравнением геотермы теплового потока с мощностью 40 мВт/м² (Hasterok, Chapman, 2011; Furlong, Chapman, 2013).

РТ-оценки по различным термобарическим инструментам приведены в табл. 5.1 и 5.2.

В отличие от перидотитовых ксенолитов, сложенных оливином, клинопироксеном, ортопироксеном, гранатом или шпинелью, в мантийных эклогитах чаще всего два породообразующих минерала. Это исключает возможность проверки равновесности ассоциации путем сравнения оценок, полученных с использованием термобарометрических инструментов, основанных на обменных реакциях между различными минералами. Главными критериями проверки равновесности минеральных ассоциаций в биминеральных эклогитах служат структурно-текстурные признаки и гомогенность минералов в отношении петрогенных элементов (Appleyard et al., 2007).

Проверка показала, что в некоторых образцах эклогитов клинопироксен и гранат находятся в неравновесном состоянии (Cat-15, возможно, все hi-MgO эклогиты), на что указывает ряд признаков: РТ-параметры, рассчитанные для образца Cat-15 во всех возможных

комбинациях термометров и барометров сильно отличаются от оценок, полученных для остальных lo-MgO эклогитов (табл. 5.1); химический состав центральных частей в различных зернах гранатов из этого образца колеблется в пределах, превышающих погрешность измерения 0.3 – 1.0 мас.%.

Генезис hi-MgO эклогитов наиболее спорен. Признаки, указывающие на это: а) в образце Cat-6 в трех самых крупных зернах обнаружены протоядра. Разница между составом протоядер и измененных краевых зон в содержании FeO достигает 7 мас.%, MgO – 5 мас.%. б) В образце Cat-2 изменчивость содержания петрогенных элементов в центральных частях клинопироксенов колеблется в пределах 0.5-0.7 мас.%. Возможно, оценки для hi-MgO эклогитов не отражают условия равновесия между гранатом и клинопироксеном. Одна из гипотез предполагает образование эклогитов в результате перекристаллизации, после которой составы некоторых зерен не были окончательно гомогенизированы.

Выбор геобарометра.

РТ-оценки, полученные для всех образов при помощи экспериментального барометра, предложенного С.К. Симаковым (Simakov, 2008), оказались сильно завышенными, вплоть до давления порядка 110 кбар и температуры около 1550°С. Такие данные не согласуются с оценками для аналогичных эклогитовых ксенолитов из других кимберлитовых трубок мира, в том числе для эклогитовых включений в алмазах. Геотерма теплового потока 40 мВт/м² признается многими исследователями как наиболее вероятная под древними архейскими кратонами, в то время, как точки с РТ-значениями, определенными с применением барометра (Simakov, 2008) в ряде случаев лежат ниже геотермы 35 мВт/м². Нет никакой закономерности между РТ-оценками эклогитов, хотя минералогические и петрохимические признаеки указывают на то, что она должна существовать.

Барометр, основанный на распределении Li между гранатом и клинопироксеном (Hanrahan et al., 2009a; Hanrahan et al., 2009б), также не пригоден: РТ-оценки, полученные при его использовании, оказались слишком заниженными, как правило, около 5-10 кбар.

Новейший барометр (Beyer et al., 2015), применялся совместно со всеми используемыми в работе термометрами. Минальный состав гранатов рассчитан по методике (Muhling, Griffin, 1991) в программе R (Arai, 2010). Соотношение Fe^{2+}/Fe^{3+} в клинопироксенах установлено методом мессбауэровской спектроскопии (см. Гл. 2.). Результаты расчета РТ-параметров неоднозначны (табл. 5.2, рис. 5.1). Самые низкие РТ-параметры оказались у hi-MgO эклогитов. При этом давление для двух образцов (Cat-18 и Cat-18b) скорее характерно для коровых обстановок и, как правило, не превышает 23 кбар. Lo-MgO эклогиты разделились. РТпараметры 4-х из 10 образцов согласованы по всем термометрам в интервале температур и давлений 1000-1150°C и 40-60 кбар. Расхождение в оценках для одного образца не более 100°C и 4 кбар. Р. Т оценки остальных эклогитов, как правило, неоправданно завышены, как по температуре (от 1250 до 1800°С и более), так и по давлению от 70 до 153 кбар. Полученные оценки давления для всех hi-Al₂O₃ эклогитов повышены, от 55 до 85 кбар, при температурах 1000-1450°С. В результате, можно сделать вывод о непригодности барометра (Beyer et al., 2015) для определения РТ-параметров всех разновидностей эклогитов из трубки Катока. В отношении групп hi-MgO и hi-Al₂O₃-1 эклогитов РТ-оценки могут в действительности не отражать условия равновесия граната и клинопироксена из-за мантийных процессов, оказавших влияние только на эти типы эклогитов (см. Гл. 8.). Повышенные значения давлений в hi-Al₂O₃-2 эклогитах, могут быть характерны для этой группы. Согласно экспериментальным исследованиям пиропгроссуляр-альмандиновой системы в выскобарических и высокотемпературных условиях, в эклогитах кианит появляется в качестве самостоятельной фазы при давлениях, превышающих 6.5 ГПа (Бутвина и др., 2001). Однако разделение lo-MgO эклогитов на подгруппы и невероятно высокие РТ-параметры одной из подгрупп: от 1250 до 1800°С и более, и от 70 до 153 кбар, в отсутствие признаков неравновесности минеральной ассоциации и косвенных критериев, указывающих на сверхглубинность ксенолитов (Mg#^{WR}, примесь Cr в гранатах и клинопироксенах, Mg/Si в породе) (Хаггерти и др., 1993), вызывает сомнения в корректности полученных РТ-параметров для мантийных эклогитов. Кроме того, в работе (Beyer et al., 2015) авторами не указана методика расчета минального состав граната (Locock, 2008; Arai, 2010) или они использовали свой метод расчета. Ошибка же в минальном составе граната на 2% или 0.02 (сумма миналов нормирована на 1) приводит к разнице в оценке давления до 2.5 кбар; Расчет давления предполагает использование данных по соотношению Fe²⁺/Fe³. При этом можно использовать экспериментально определенные (мессбауэровская спектроскопия; flank-метод) или расчетные данные, однако разница между такими оценками может быть существенной (Гончаров, 2012; и др.). Разница в содержании Fe₂O₃ в клинопироксенах из эклогитов трубки Катока, определенная расчетными методами, программа РХ-NOM (Sturm, 2002), алгоритмы пересчета (Lindsley, 1983; Droop, 1987), и при помощи мессбауэровской спектроскопии достигает 2.7 мас.% (0.05 ф.е). Подобная разница вносит дополнительную погрешность до 0.3 кбар.

Таким образом, для расчета РТ-параметров была выбрана геотерма со значением 40 $\rm MBt/m^2$, поскольку практически все современные оценки теплового потока под древними архейскими кратонами, к которым относится и кратон Кассаи характеризуются величинами порядка 38-42 $\rm MBt/m^2$ (Boyd et al, 1997; Stachel et al, 2004; Gibson et al, 2008; Ashchepkov, 2012, и многие другие). В отличие от барометра (Beyer et al., 2015) использование геотермы теплового потока показало отличную сходимость всех РТ-параметров для большинства образцов lo-MgO

эклогитов (8 из 10) по всем шести термометрам. Оценки температуры и давления, различаются не более чем на 50°С и 3 килобара, что не превышает погрешности инструментов. Из-за больших погрешностей в определении положения геотерм дифференцировать их с шагом менее 5мBт/м² не имеет смысла (Pollack, Chapman, 1977). В работе используются уравнения геотерм (Hasterok, Chapman, 2011; Furlong, Chapman, 2013). Задание фиксированного значения давления при расчете температуры может привести к искажению при интерпретации полученных результатов, имея возможность использовать два описанных подхода, предпочтение должно отдаваться в пользу применения геотерм теплового потока (Griffin, O'Reilly, 2007).

Выбор геотермометра.

Выбор геотермометра основан на сопоставлении оценок температуры, полученных при помощи всех инструментов. Результаты показали прекрасную согласованность всех шести термометров в интервале температур 1000-1200°С при давлениях 40-50 кбар, которые соответствуют условиям эксперимента. Оценки температуры и давления в этом интервале, обычно, различаются не более чем на 50°С и 3 килобара, что не превышает калибровочной погрешности. В то же время, Р, Т оценки, полученные вне этого интервала, не согласуются, а разница в значениях температуры и давления может достигать почти 400°С и 22 кбар (обр. Cat-18b). Таким образом, при выборе инструмента для оценки всего интервала РТ-условий формирования мантийных эклогитов приходится руководствоваться косвенными признаками. К ним относятся: Mg#^{WR}, примесь Cr в гранатах и клинопироксенах, Mg/Si в породе (Хаггерти и др., 1993). Наиболее глубинные эклогиты характеризуются повышенными значениями Mg#^{WR} и Mg/Si отношения, а также примесью Cr_2O_3 в гранатах и клинопироксенах, обычно до 2 мас.% (Neal, Taylor, 1990; Тэйлор, 1993; Qi et al., 1994; и другие работы). Согласно данным критериям группы мантийных эклогитов из трубки Катока по своим РТ-параметрам образования выстраиваются в следующую цепочку, начиная от самых низкотемпературных И низкобарических: hi-Al₂O₃-2 – lo-MgO – hi-Al₂O₃-1 – hi-MgO. РТ-оценки, полученные с использованием только одного геотермометра, отвечают указанной последовательности – это термометр (Nakamura, 2006). Именно он выбран как основной в настоящей работе.

Сопоставление РТ-оценок по различным термобарическим инструментам и критериев глубинности эклогитов приведены в табл. 5.1 и 5.2.

В работе не используется широко распространенный среди исследователей коровых эклогитов подход мультиравновесной термобарометрии с использованием термодинамических данных, реализованный в программных приложениях THERMOCALC, TWEEQU и других. Причины, по которым указанные методы не применялись к мантийным эклогитам, следующие: а) Ограниченный набор первичных минералов, две из трех групп эклогитов биминеральные, и

не ясная первичная природа акцессорных фаз в эклогитах (рутил, ильменит, корунд, сульфидные фазы); б) До недавнего времени отсутствовали термодинамические данные для минералов, сформировавшихся в высокотемпературных и высокобарических условиях верхней мантии. В абсолютном большинстве работ, посвященных мантийным эклогитам, используются методы традиционной термобарометрии. Для сопоставления образцов из различных регионов важно использовать единый подход. Проверка согласованности инструментов мультиравновесной и классической термобарометрии – отдельная методическая задача, выходящая за рамки настоящего диссертационного исследования.

Таблица 5.1. Значения температуры (°С) и давления (кбар) образования верхнемантийных эклогитов из кимберлитовой трубки Катока. Гранат-клинопироксеновые геотермометры: EG79 (Ellis, Green, 1979), P85 (Powell, 1985), A94 (Ai, 1994), K00 (Krogh, 2000), N06 (Nakamura, 2006), N09 (Nakamura, 2009). Погрешность определения температуры до 80°С, давлений – около 10%. Зеленый столбец – значения температур и давлений принятые в работе. ^{grt}Cr – содержание хрома в омфаците (ppm).

Обр.	Группа эклогитов	(Ha	Гео sterok, (отерма Chapm Chapma	40 mW an, 201 an, 2013	ong,	Критерии глубинности эклогитов (Хаггерти и др., 1993)				
		A94	K00	P85	EG79	N09	N06	Mg/Si	Mg#	^{grt} Cr	^{cpx} Cr
Cat-18		950	1040	1070	1090	1120	1360	0.51	80.0	500	978
Cat-10		38	43	44	45	47	60	0.51	00.0	500	770
Cat-6		990	1100	1100	1120	1130	1350	0.50	80.0	674	3735
		40	46	45	47	48	60	0100	0010	071	0,00
Cat-18b	Hi-MgO	920	1000	1040	1060	1080	1310	0.51	80.2	n.d.	n.d.
		36	40	43	44	45	58				
Cat-8		920	980	1030	1060	1050	1270	0.51	81.4	1398	2708
		36	39	42	43	43	55				
Cat-2		920	960	1020	1040	1030	1240	0.50	79.7	429	789
		36	38	41	42	42	54				
Cat-15		1200	1340	1220	1240	1290	1350	0.35	71.8	275	320
		51	59	53	53	56	00 1180				
Cat-22		1100	1150	1100	1120	1160	1180	0.31	68.3	n.d.	n.d.
		40	40	40	4/	49	50 1120				
Cat-23		1100	1150	1090	1110	1120	0 1120 0.31	66.7	n.d.	n.d.	
		1060	1060	1040	1060	1070	47 1000				
Cat-11		1000	1000	10 4 0 12	1000	1070 AA	45	0.28	64.8	275	417
		1060	1060	1030	1060	1070	1090				
Cat-1		43	44	42	43	44	45	0.32	64.2	243	329
	Lo-MgO	1050	1060	1030	1050	1080	1070				
Cat-7		43	43	42	43	45	44	0.25	62.6	218	190
		1070	1060	1030	1050	1050	1040				
Cat-5		44	44	42	43	43	42	0.30	62.3	228	304
a		1070	1060	1010	1030	1050	1020	0.00	57 0	001	0.17
Cat-3		44	44	41	42	43	41	0.29	57.8	291	347
Cat 24		1040	1000	1020	1040	1010	1000	0.20	(0.0	425	442
Cat-34		42	40	41	42	41	40	0.30	69.0	435	443
Co4 12	1	1060	990	1020	1040	980	940	0.27	65 7	107	224
		43	40	41	42	39	37	0.27	05.7	18/	224

Продолжение табл. 5.1.

Обр.	Группа эклогитов	(Ha	Гес sterok, (отерма Chapm Chapma	40 mW an, 201 in, 2013	ong,	Критерии глубинности эклогитов (Хаггерти и др., 1993)				
		A94	K00	P85	EG79	N09	N06	Mg/Si	Mg#	^{grt} Cr	^{cpx} Cr
Cat 1		1360	1490	1370	1370	1410	1310	0.25	74.0	1171	1454
Cal-4	Hi-Mg#	60	68	61	61	63	57	0.23	74.0	11/1	1434
Cat 10	Hi-Al ₂ O ₃	1300	1370	1320	1320	1320	1220	0.26	75 0	967	096
Cat-10		57	61	58	58	58	52	0.20	13.8	807	980
Cat 22		1080	1060	1050	1070	1060	1020	0.26	65 6	nd	nd
Cal-55		45	43	43	44	43	41	0.20	03.0	n.a.	II.u.
Cat 12		1180	1140	1150	1160	1090	980	0.20	64.1	194	166
	Lo-Mg#	50	48	48	49	45	39	0.20	04.1	104	100
Cat 14	Hi-Al ₂ O ₃	1080	1010	1040	1060	1000	920	0.22	612	224	224
Cal-14		45	41	43	43	40	36	0.22	04.5	224	224
Cat 0		1090	1020	1050	1070	980	900	0.21	62 7	110	105
Cat-9		45	41	43	44	35	35	0.21	05.7	110	105

Таблица 5.2. Значения температуры (°С) и давления (кбар) образования верхнемантийных эклогитов из кимберлитовой трубки Катока. Гранат-клинопироксеновые геотермометры: EG79 (Ellis, Green, 1979), P85 (Powell, 1985), A94 (Ai, 1994), K00 (Krogh, 2000), N06 (Nakamura, 2006), N09 (Nakamura, 2009). Погрешность определения температуры до 80°С, давлений – около 10%. Зеленый столбец – значения температур и давлений принятые в работе. ^{grt}Cr – содержание хрома в омфаците (ppm).

Обр.	Группа эклогитов		(Be	Геобаро eyer et a	ометр 1., 2015))		Кр (Х	итерии экл аггерті	глубинн огитов и и др., 19	ости 193)
		A94	K00	P85	EG79	N09	N06	Mg/Si	Mg#	^{grt} Cr	^{cpx} Cr
Cot 18		770	880	960	980	950	1110	0.51	80.0	500	078
Cal-10	_	11	13	15	15	15	18	0.51	80.0	300	970
Cat-6		930	1010	1060	1080	1070	1250	0.50	80.0	674	3735
	-	32	34	36	37	36	42	0.50	80.0	074	5755
Cat-18h	Hi-MaO	800	820	960	980	960	1140	0.51	80.2	nd	nd
	. III-MgO	18	19	22	23	22	27	0.51	80.2	n.u.	n.u.
Cat 8		900	940	1010	1030	1020	1200	0.51	81 /	1308	2708
Cat-o	-	32	34	36	37	36	43	0.51	01.4	1370	2700
Cat_?		910	940	1010	1030	1010	1190	0.50	79.7	129	789
		34	35	38	38	38	45	0.30	19.1	429	769
Cet-15		1190	1320	1220	1230	1280	1340	0.35	71.8	275	320
		50	56	51	52	55	57	0.55	/1.0	215	520
Cat_22		1610	> 1800	1300	1320	1500	1560	0.31	68 3	nd	nd
Cat-22	_	126	> 140	100	102	117	121	0.51	00.5	n.u.	n.u.
Cat-23		1080	1110	1080	1100	1100	1110	0.31	66 7	nd	nd
Cat-25	-	43	44	42	43	44	44	0.51	1 66./	n.u.	11. u .
Cot-11		1300	1390	1140	1160	1250	1270	0.28	64.8	275	417
Cat-11	-	83	90	72	73	80	81	0.20	04.0	215	717
Cet-1		1030	1030	1020	1040	1050	1070	0.32	64.2	243	329
Cat-1	Lo-MgO	39	39	39	39	40	41	0.32	04.2	243	527
Cat-7	Lo-mgo	1490	1660	1200	1220	1390	1380	0.25	62.6	218	190
	-	116	130	90	93	107	106	0.23	02.0	210	170
Cat-5		1150	1160	1060	1080	1120	1100	0.30	62.3	228	304
Cat-5	-	57	58	52	54	55	54	0.50	02.5	220	504
Cat-3		1110	1120	1030	1050	1090	1050	0.29	57.8	291	347
	-	52	52	47	48	50	48	0.27	57.0	<u> </u>	511
Cat-34		1610	1740	1230	1260	1380	1370	0.30	69.0	435	443
Cal-34		141	153	107	109	120	119	0.50	07.0	-55	5
Cat-13		1140	1090	1060	1080	1050	1000	0.27	65 7	187	224
Cat-13		59	56	54	55	53	50	0.27	03.7	107	224
Продолжение табл. 5.2.

Обр.	Группа эклогитов	Геобарометр (Beyer et al., 2015)						Критерии глубинности эклогитов (Хаггерти и др., 1993)			
		A94	K00	P85	EG79	N09	N06	Mg/Si	Mg#	^{grt} Cr	^{cpx} Cr
Cat-4		1400	1560	1390	1390	1440	1330	0.25	74.0	1171	1454
	Hi-Mg#	66	76	66	66	69	62				
Cat-10	Hi-Al ₂ O ₃	1340	1340	1420	1340	1350	1240		75.8	867	986
		62	62	68	63	63	56				
G (22		1180	1180	1090	1110	1130	1090	0.26	65.6		nd
Cal-55		62	62	56	58	59	56	0.20	05.0	n.a.	n.a.
0-4 10		1310	1290	1200	1210	1180	1040	0.20	64.1	184	166
	Lo-Mg#	73	71	65	66	64	54				
0-4 14	Hi-Al ₂ O ₃	1300	1250	1130	1150	1160	1040	0.22	64.2	224	224
Cat-14		85	81	72	73	74	65	0.22	04.3	224	224
Cat-9		1260	1210	1120	1140	1120	990	0.21	(27	110	105
		78	74	68	69	67	58	0.21	63.7	110	105

Характеристика окислительно-восстановительного состояния мантии.

Надежных методов расчета фугитивности для мантийных эклогитов пока не существует. Однако, данные о соотношении Fe²⁺ и Fe³⁺ в породообразующих минералах, полученные в настоящей работе позволяют сделать предварительное заключение об окислительновосстановительном состоянии литосферной мантии кратона Кассаи на различных глубинах, соответствующих РТ-параметрам образования эклогитов и характере изменения окислительновосстановительного состояния с глубиной.

Прямой зависимости между содержанием Fe³⁺ в породообразующих минералах и фугитивностью кислорода нет, тем не менее, чем больше Fe³⁺ в минералах, тем более окислительными были условия. Анализ содержания Fe³⁺ в гранатах и клинопироксенах из эклогитов трубки Катока дал следующие результаты. В целом содержание Fe³⁺ в гранатах имеет слабую положительную корреляцию с содержанием Fe³⁺ в клинопироксенах. В ряду hi-Al₂O₃– lo-MgO–hi-MgO эклогиты, содержание Fe³⁺ в породообразующих минералах возрастает, значения медианы и среднего содержания Fe³⁺ (в % от общего содержания железа; медиана_среднее содержание) в гранатах для выборок из указанных типов эклогитов меняется последовательно, 0.92_1.05 – 2.36_2.44 – 2.69_2.92, в клинопироксенах аналогично, 20.4_20.7 – 27.5_28.8 – 38.1_39.2. Таким образом, содержание Fe³⁺ в породообразующих минералах эклогитов в целом увеличивается с возрастанием PT-параметров (табл. 5.3).

Таблица 5.3. Сопоставление содержания $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ (в % от общего содержания железа) в породообразующих минералах и РТ-параметров соответствующих эклогитов. Определение температуры и давления проведено по пересечению кривых, заданных уравнениями гранатклинопироксенового геотермометра (Nakamura, 2006) и геотермы теплового потока 40 мBт/м² (Hasterok, Chapman, 2011; Furlong, Chapman, 2013).

Образец	Fe ³⁺ /ΣFe*100 B Grt	Fe ³⁺ /ΣFe*100 в Срх	T (° C)	Р (кбар)						
Hi-Al ₂ O ₃ -1 эклогиты										
Cat-4	1.90	21.4	1310	57						
Cat-10	0.00	17.1	1220	52						
Hi-Al ₂ O ₃ -2 эклогиты										
Cat-9	2.56	20.8	900	35						
Cat-12	0.00	25.2	980	39						
Cat-14	0.00	20.0	920	36						
Cat-33	1.83	19.6	1020	41						
Lo-MgO эклогиты										
Cat-1	0.77	21.0	1090	45						
Cat-3	1.75	42.4	1020	41						
Cat-5	4.44	40.5	1040	42						
Cat-7	2.48	29.8	1070	44						
Cat-11	2.35	27.1	1090	45						
Cat-13	0.00	19.3	940	37						
Cat-15	5.53	45.1	1350	60						
Cat-22	2.14	15.7	1180	50						
Cat-34	2.37	19.1	1000	40						
Cat-23	2.56	27.8	1120	47						
Hi-MgO эклогиты										
Cat-2	2.69	38.1	1240	54						
Cat-6	4.74	38.1	1350	60						
Cat-8	3.52	36.7	1270	55						
Cat-18	1.77	43.6	1360	60						
Cat-18b	1.88	39.6	1310	58						

5.2. Результаты

Сопоставление различных комбинаций геотермометров и геобарометров (табл. 5.1 и 5.2, рис. 5.1) позволило сделать следующие выводы:

- Наиболее корректный подход для определения Р, Т параметров мантийных эклогитов из трубки Катока – использование геотермометра (Nakamura, 2006), который лучше других согласуется с существующими петрологическими и минералогическими моделями, и геотермы теплового потока 40 мВт/м², по уточненным данным (Hasterok, Chapman, 2011; Furlong, Chapman, 2013).
- 2. Р, Т параметры мантийных эклогитов трубки Катока, определенные таким образом для всех групп эклогитов, полностью соответствуют Р, Т оценкам для аналогичных эклогитовых ксенолитов из других регионов мира (Бобров, 1997; Taylor, Anand, 2004; Patel et al., 2009; и др.). Генезис hi-MgO эклогитов наиболее спорен. Значения температур и давлений, определенные для образцов этой группы, следует воспринимать критически. В образце Cat-15 ассоциация гранат-клинопироксен неравновесна.
- В том случае, если минеральные ассоциации hi-MgO эклогитов равновесны, Р,Т параметры мантийных эклогитов кимберлитовой трубки Катока соответствуют трем уровням глубинности: hi-Al₂O₃-2 эклогиты, 900-1020°C, 35-41 кбар (4 образца); lo-MgO эклогиты, 950-1200°C, 40-50 кбар (9 образцов); hi-MgO эклогиты, 1240-1360°C, 54-60 кбар (5 образцов).



Рис. 5.1. Р-Т диаграмма с точками верхнемантийных эклогитов кимберлитовой трубки Катока. Оценка термобарических параметров произведена с применением геотермометра (Nakamura, 2006) и барометров: (Beyer et al., 2008) и геотерма теплового потока 40 мВт/м² (Hasterok, Chapman, 2011; Furlong, Chapman, 2013). Цифры в рамке – значения теплового потока для соответствующих геотерм. Линия равновесия графит алмаз проведена по данным (Bundy et al, 1996). В квадратных скобках указано количество образцов в соответствующей группе эклогитов.

76

Глава 6. Возраст эклогитов

Цирконы, выделенные из мантийных эклогитов – это уникальные находки. На сегодняшний день известно всего два региона, мантийные эклогиты из которых содержат большое количество зерен циркона, – кратон Слэйв и Архангельская алмазоносная провинция. Исследование цирконов из кимберлитов кратона Слэйв показало, что образование их корового протолита и его субдукция с мантию происходили около 2.0-2.1 млрд. лет назад (Schmidberger et al., 2005; Heaman et al., 2006). Возрастные значения, установленные по цирконам из эклогитов Архангельской алмазоносной провинции, находятся в интервале ~ 1100-1950 млн. лет. (Скублов и др., 2012а; Щукина, 2013; Щукина и др. 2015).

U-Pb геохронометрия. Всего из двух эклогитовых ксенолитов lo-MgO Cat-11 и hi-MgO Cat-2 удалось выделить цирконы, два зерна в каждом из ксенолитов. Спектры распределения REE показывают наличие положительной Ce- и отрицательной Eu-аномалий (рис. 6.1, табл. 6.1). Геохимические и геохронологические данные позволяют сделать вывод о том, что изученные цирконы не являются случайным образом попавшими в протолочки ксенолитов контаминантами, связанными с кимберлитами. Содержание REE в выделенных цирконах повышено по сравнению с цирконами из коровых эклогитов, в которых к тому же отсутствует Eu-аномалия (рис. 6.1). Содержание U и Yb в цирконах из мантийных эклогитов сильно отличается от концентрации этих элементов в цирконах из кимберлитов (рис. 6.2). Кроме того, возраст кимберлитов трубки Катока 117.9 ± 0.7 Ma (Robles-Cruz et al., 2012) гораздо моложе большинства возрастных оценок, полученных на основании изучения центральных и краевых частей зерен (табл. 6.2).

Точки	Cat 1.1	Cat 2.1	Cat 2.2	Cat 3.1	Cat 3.2	Cat 4.1	Cat 5.1
La	0.17	5.45	12.1	0.19	7.76	0.08	0.70
Ce	6.18	63.3	79.4	26.7	39.1	45.7	60.0
Pr	0.15	3.80	8.12	0.28	2.63	0.09	2.28
Nd	1.71	21.8	48.4	3.66	13.2	1.15	28.3
Sm	2.33	11.8	23.2	6.55	5.67	3.21	43.4
Eu	0.59	0.93	3.35	0.22	0.13	0.62	16.6
Gd	10.1	43.7	52.6	34.2	25.5	19.7	124
Dy	41.4	217	234	142	134	89.7	263
Er	97.1	536	627	290	371	226	362
Yb	195	1044	2057	543	760	442	557
Lu	31.1	174	454	89.6	125	73.5	89.8
Li	0.04	12.6	33.5	2.05	12.5	0.41	39.0
Р	80	295	123	234	336	173	765
Ca	2	299	1116	7	121	1	173
Ti	12	22	54	11	5	6	35
Sr	0.52	6.27	42.7	0.70	1.87	0.83	4.49
Y	523	2910	3164	1573	1832	1145	2200
Nb	45	72	127	39	78	30	25
Ba	0.91	6.16	44.1	1.21	1.28	1.34	24.7
Hf	5978	12487	27987	8268	12576	11527	8184
Th	39.9	684	235	169	301	182	195
U	38.4	1505	4165	402	1281	541	220
Th/U	1.04	0.45	0.06	0.42	0.24	0.34	0.89
Eu/Eu*	0.37	0.13	0.29	0.04	0.03	0.24	0.69
Ce/Ce*	9.39	3.36	1.94	28.4	2.09	125	11.5
ΣREE	386	2121	3599	1137	1484	902	1548
ΣLREE	8.21	94.4	148	30.8	62.7	47.0	91.2
ΣHREE	375	2014	3424	1100	1415	851	1396
Lu _N /La _N	1762	308	360	4626	156	8523	1237
Lu _N /Gd _N	24.9	32.3	69.8	21.2	39.8	30.2	5.85
Sm _N /La _N	22.0	3.47	3.07	56.2	1.17	61.8	99.4

Таблица 6.1. Редкие элементы в цирконе (ppm).



Рис. 6.1. Спектры распределения REE в цирконах из эклогитов (2.1, 2.2, 3.1, 3.2). Серое поле показывает распределение REE в цирконах из коровых эклогитов (Скублов и др., 2012б). Циркон из пород амфиболитовой фации Кокчетавского массива (Казахстан), циркон из габбро массива Монвисо (Итальянские Альпы) и остальные данные по содержанию REE в цирконах из пород UHP-комплексов взяты из работы (Rubatto, Hermann, 2007).



Рис. 6.2. Диаграммы Y-U/Yb и Yb-U для цирконов различного генезиса. 1 – цирконы из мантийных ксенолитов трубки Катока; 2 – цирконы из кимберлитов кратонов Каапваал (Belousova et al., 1998) и Кассаи (Robles-Cruz et al., 2012); 3,4 – цирконы из базальтов океанических островов (Grimes et al., 2007); 5 - цирконы из базальтов островной дуги Talkeetna (Grimes et al., 2007); 6 – цирконы из мантийных перидотитов (Салтыкова и др., 2008). Сероголубым цветом выделено поле цирконов из пород континентальной коры по данным (Grimes et al., 2007), розовым цветом оконтурено поле цирконов из кимберлитов, зеленым – цирконов из ксенолитов мантийных перидотитов.

Циркон из lo-MgO эклогита Cat-11 характеризуется зональностью с одновременным повышением содержаний U, Hf, Nb и Y, и REE от центра к краю зерна (табл. 6.1). Эти данные в совокупности с наличием Ce- и Eu-аномалий (рис. 6.1) указывают на влияние мантийных метасоматических процессов.

Всего из двух эклогитовых ксенолитов удалось выделить зерна цирконов. Два зерна выделено из lo-MgO эклогита Cat-11 (рис. 6.1 и 6.3, зерна 2 и 3). Во внутренних зонах наблюдается осцилляционная зональность, во внешних зонах она отсутствует. Внешние и внутренние зоны различаются по содержанию U, где оно составляет 2788-3686 и 356-801 ppm соответственно. Th/U отношение также значительно различается: для внешних зон оно равно 0.51-0.58, для внутренних – 0.05-0.06.

Все точки двух зерен образуют дискордию. Верхнее пересечение дискордии и конкордии 1242±97 Ма, нижнее – 194±74 Ма (рис. 6.3).

Из hi-MgO эклогита Cat-2 также выделено два зерна цирконов. Они представляют собой фрагменты более крупных зерен призматического габитуса, имеющих кристаллографическую огранку и тонкую осцилляционную зональность (рис. 6.3, зерна 4.1, 5.1). Содержание урана и тория в зерне 4.1 оценивается в 363 и 149 ppm соответственно. Зерно 5.1 отличается от зерна 4.1

80

более низким содержанием U (199 ppm), более высоким Th (224 ppm) и, таким образом, более высоким Th/U отношением (1.17). Точка, отражающая состав зерна 4.1, с дискордантностью 12% на графике с конкордией (рис. 6.3) расположена вблизи фигуративных точек кайм циркона из lo-MgO эклогита Cat-11. Зерно 5.1 характеризуется наиболее «древним» дискордантным значением 207 Pb/²⁰⁶Pb-возраста 2799 ± 9 Ma (табл. 6.2), ограничивающим верхнее значение реального U–Pb возраста этого зерна до потери Pb. Все возрастные оценки, полученные по цирконам из эклогитов, кроме самого «молодого» значения (194 ± 74 Ma), отличаются от возрастных оценок по цирконам из кимберлитов трубки Катока (117.9 ± 0.7 Ma (Robles-Cruz et al., 2012)).



Рис. 6.3. Цирконы из lo-MgO экологита Cat-11 (зерна Cat-2.1, 2.2, 3.1, 3.2), hi-MgO эклогита Cat-2 (зерно Cat-4.1) и перидотита Cat-19 (зерно 1.1). Диаграмма с конкордией для цирконов из ксенолитов трубки Катока. Эллипсы и значения конкордантного возраста соответствуют 2₅, включая погрешность константы распада.

Точка	Характеристика в CL	U, ppm	Th, ppm	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*, ppm	Возраст ²⁰⁶ Рb/ ²³⁸ U	Возраст ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	D, %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±, %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±, %
					P.P	Мл	ін. лет				Ŭ	
	Cat-19, гранатовый лерцолит											
1.1	Светло-серая центральная часть, с реликтами мозаичной зональности	28.8	51.3	1.84	4.26	1007 ± 21	1302 ± 140	29	1.97	7.8	0.1691	2.3
Cat-11, lo-MgO эклогит												
2.1	Измененное темное ядро, с тонкой осцилляционной зональностью	801	393	0.51	110	957 ± 14	1235 ± 15	29	1.80	1.8	0.1600	1.6
2.2	Измененная темная кайма	3686	192	0.05	171	337 ± 6	809 ± 25	140	0.49	2.1	0.0536	1.7
3.1	Измененное светлое ядро, с тонкой осцилляционной зональностью	356	201	0.58	62.1	1191 ± 19	1191 ± 17	0	2.23	1.9	0.2030	1.7
3.2	Измененная темная кайма	2788	157	0.06	148	383 ± 10	772 ± 79	102	0.55	4.6	0.0611	2.7
Cat-2, hi-MgO эклогит												
4.1	Светлая центральная часть, с осцилляционной зональностью	363	149	0.43	21.6	430 ± 7	481 ± 51	12	0.54	2.9	0.0690	1.8
5.1	Темно-серая центральная часть, с осцилляционной зональностью	199	224	1.17	67.9	2152 ± 30	2799 ± 9	30	10.75	1.7	0.3964	1.6

Таблица 6.2. Результаты локального U-Pb анализа цирконов из эклогитов трубки Катока.

Примечание. Номер точки соответствует номеру зерна и кратера (после точки). Ошибки для интервала 1 σ ; Pb* - радиогенный свинец. 1 σ ошибка калибровки стандарта - 0.56 %. Изотопные отношения скорректированы по измеренному ²⁰⁴Pb. D, % - дискордантность: D=100*{[Bospact(²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)]/[Bospact(²⁰⁶Pb/²³⁸Pb)]-1}.

Sm-Nd геохронометрия. По результатам изучения Sm-Nd изотопных характеристик пяти мантийных эклогитов только для двух образцов (Cat-3 и Cat-13) удалось построить изохроны по трем точкам: валовому составу, клинопироксену и гранату (рис. 6.4). Содержания Sm и Nd, Sm-Nd изотопные характеристики мантийных эклогитов приведены в табл. 6.3. Возрастные оценки 127.3 \pm 8.5 млн. лет (CKBO=1.5) и 150.0 \pm 6.5 млн. лет (CKBO=0.85) для эклогитов Cat-13 и Cat-3 согласуются с самым «молодым» возрастным значением для циркона из эклогита Cat-11 и близки к возрасту кимберлитового магматизма 117.9 \pm 0.7 млн. лет (Robles-Cruz et al., 2012). Полученные данные говорят о воздействии кимберлитового расплава на эклогиты и изменении их изотопных характеристик.

Таблица 6.3. Содержание Sm и Nd, и Sm-Nd изотопные характеристики эклогитов из трубки Катока.

Образец	Sm(ppm)	Nd(ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd
Cat-1 (валовый состав)	0.852	3.092	0.1667	0.512740±11
Cat-1 (клинопироксен)				0.511460±3
Cat-1 (гранат)				0.516487±19
Cat-2 (клинопироксен)	7.018	42.85	0.0990	0.512700±6
Cat-2 (гранат)				0.511696±3
Cat-3 (валовый состав)	1.758	3.829	0.2776	0.512777±8
Cat-3 (клинопироксен)	1.088	3.649	0.1802	0.512698±9
Cat-3 (гранат)	1.652	1.042	0.9592	0.513456±21
Cat-13 (валовый состав)	1.743	4.309	0.2067	0.512743±11
Cat-13 (клинопироксен)	0.715	2.585	0.1671	0.512688±14
Cat-18 (клинопироксен)	5.394	34.70	0.0940	0.512664±6



Рис. 6.4. Sm-Nd изохронные диаграммы для мантийных lo-MgO эклогитов Cat-3 и Cat-13. Обозначения: Grt* - гранат после процедуры сернокислотного выщелачивания, Cpx – моноклинный пироксен, WR – порода (вал). Размер символов соответствует погрешности 2σ.

Выводы.

Хорошо согласующиеся значения ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраста с наименьшей дискордантностью 1191±17 Ма (D=0 %; точка 3.1, табл. 6.2) для lo-MgO эклогита Cat-11 и верхнего пересечения дискордии и конкордии 1242±97 Ма, вероятно, отражают один этап. Возможно, это время формирования протолита lo-MgO и hi-Al₂O₃ эклогитов. Более молодые оценки возраста маркируют наложенные мантийные процессы, которые привели к перестройке U-Pb системы и повышению содержания U, Hf, Nb, Y и REE в каймах цирконов (точки 2.2 и 3.2 табл. 6.1, 6.2). Близость самого «молодого» возрастного значения (194 ± 74 Ma), установленного по цирконам из эклогитов, к возрасту, отвечающему кимберлитам трубки Катока 117.9 ± 0.7 Ma (Robles-Cruz et al., 2012), указывает на перестройку U-Pb изотопной системы в цирконах, связанную с кимберлитовым магматизмом. Воздействие кимберлитового расплава подтверждается результатами изучения Sm-Nd изотопных характеристик эклогитов. Возрастные оценки 127.3 ± 8.5 млн. лет (СКВО=1.5) и 150.0 ± 6.5 млн. лет (СКВО=0.85) для эклогитов Cat-13 и Cat-3 в пределах погрешности хорошо согласуются с самым «молодым» возрастным значением для циркона из эклогита Cat-11 (194 ± 74 Ma).

Глава 7. Петрогенетические модели формирования мантийных эклогитов и критерии определения их протолита

7.1. Гипотеза кристаллизации эклогитов из первично мантийных расплавов («Магматическая» гипотеза)

«Магматическая» гипотеза рассматривалась в числе первых. В зонах СОХ идет интенсивное образование базальтовых расплавов, продуцируемых в результате частичного плавления мантийных пород. На больших глубинах в мантии залегают породы в целом аналогичные по составу перидотитам в зоне COX, вероятно, они также генерируют расплавы близкие к базальтовым. Во многих статьях было отмечено сходство между валовыми составами базальтовых магм MORB типа и мантийными эклогитами. Более того существует ряд экспериментальных работ, рассматривающих вопрос кристаллизации эклогитов из базальтовых расплавов при высоких давлениях и температурах. А. Рингвуд приводит сведения о более чем 300 экспериментов, в результате которых было установлено, что при кристаллизации различных базальтовых расплавов (высокоглиноземистых базальтов, кварцевых толеитов, щелочных оливиных базальтов и др.) при давлениях свыше 15-27 кбар и T=1100°C образуются биминеральные эклогиты, иногда с кварцем (все ссылки в (Рингвуд, 1981)). Однако, моделирование кристаллизации в базальтовых системах, образовавшихся из мантийного субстрата, налагало определенные ограничения на эту гипотезу. Главной загвоздкой стало отсутствие оливина и ортопироксена в мантийных эклогитах. Принципиальный вопрос поставил Х. Йодер: «Каким образом кристаллизация продуктов частичного плавления гранатового перидотита сопровождается исчезновением двух главных фаз – оливина и ортопироксена, а образуются только гранат и клинопироксен?» (Йодер, 1976). Находки оливинсодержащих эклогитовых ксенолитов крайне редки и плохо изучены, примеры подобных образцов обнаружены в кимберлитах кратона Слэйв (Fung, 1998; Kopylova et al., 1999).

К началу 1990-х годов накопилось множество экспериментальных данных, позволивших ответить на вопросы Х. Йодера и снять принципиальные ограничения с гипотезы генезиса эклогитов из мантийных расплавов, образовавшихся при частичном плавлении перидотитов. Х. Йодер полагал, что система гранатового лерцолита при высоких давлениях является эвтектической, однако впоследствии удалось доказать ошибочность этой точки зрения. Эксперименты Ю.А. Литвина и его коллег убедительно показали, данная система при высоких давлением три высоких на при высоких высоких на решение этого вывода является однозначное решение

проблемы исчезновения ортопироксена: «ортопироксен исчезает при равновесной кристаллизации в результате перитектической реакции с расплавом в нонвариантной точке Ol, Орх, Срх, Grt, L, и в дальнейшем ход кристаллизации контролируется моновариантной котектичеокй кривой Ol, Cpx, Grt, L. В условиях фракционной кристаллизации ортопироксен может исчезнуть на перитектических элементах ликвидуса» (Литвин, 1991). Вопрос исчезновения оливина оказался несколько сложнее. При реализации модели равновесной кристаллизации будут образовываться только оливинсодержащие породы. Соответствующие условия для генезиса мантийных эклогитов без оливина из первичных оливин-насыщенных расплавов возникают только в случае фракционной кристаллизации. Подобное заключение сделано после изучения шестикомпонентной системы Na₂O-CaO-MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂. Установлено, что ведущую роль при исчезновении оливина игрют реакции с жадеитовым компонентом. Экспериментальные данные в пользу описанного предположения были получены Т. Гаспариком и Ю.А. Литвиным (Gasparik, Litvin, 1997). Реакция между жадеитом и оливином с исчезновением последнего экспериментально изучена в диапазоне давлений от 4 до 22 ГПа. Исследование равновесий в системе $Mg_2Si_2O_6$ (En) – NaAlSi₂O₆ (Jd) – Na₃Mg_{1.5}Si_{1.5}O₆ (N2MS) при давлении 5-6 ГПа выявило клинопироксен-гранатовые области стабильности без оливина (Gasparik, Litvin, 1997). Наряду с успехами более поздние экспериментальные работы поставили новые ограничения в механизме генезиса для некоторых разновидностей эклогитовых пород, содержащих кианит и корунд, при кристаллизации из расплава. Исследование поведения пироп-гроссуляр-альмандиновой системы в выскобарических и высокотемпературных условиях в приложении к эклогитам показало, что корунд и кианит появляются в качестве самостоятельных фаз в результате инконгруэнтного плавления граната при давлении свыше 6.5 ГПа и температуре свыше 1500°С (Бутвина и др., 2001). Представленные данные хорошо согласуются с предшествующими экспериментами по реакционному взаимодействию ликвидусных фаз В системе CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂, обнаружившими, что кианитовые эклогиты не находятся в равновесии с перидотитовой мантией при давлении около 3 ГПа. Кианит будет реагировать с оливином в перидотитах с образованием высокоглиноземистого пироксена и граната (Milholland, Presnall, 1998). Большая часть полученных термобарометрических оценок для мантийных кианитовых и кианиткорундовых эклогитов из различных регионов мира существенно ниже.

С учетом вышеописанных данных схема высокобарической фракционной кристаллизации, в основе которой лежит ликвидус многокомпонентной перидотитпироксенитовой системы Ol-Opx-Cpx-Gr, позволяет описать генезис практически всех известных разновидностей мантийных пород, в том числе эклогитового ряда (рис. 7.1.). Эксперименты по частичному плавлению (степень частичного плавления 0-50%) при давлении 35-50 кбар показали, что первично мантийные расплавы должны принадлежать к семейству коматиитовых магм (Литвин, 1991). Состав первичных магм может варьировать (средний состав приблизительно следующий (в мас.%): SiO₂ 50.2, Al₂O₃ 8.3, FeO 7.5, MgO 24.1, CaO 8.6, Na₂O 1.3), но важно подчеркнуть, они относятся к коматиитам (фигуративные точки составов находятся в поле первичной кристаллизации оливина – Ol, L) и берут начало от одного нонвариантного расплава. Различия могут быть обусловлены гетерогенностью мантийного источника и степенью его плавления. Последующие экспериментальные работы по плавлению гранатового лерцолита (степень плавления более 10%) при давлениях 3-7 ГПа подтвердили заключение о характере расплава, он относиться к пикритам и коматиитам (Walter, 1998).



Рис. 7.1. Схема фракционной кристаллизации и генетических связей верхнемантийных породах (красным выделены разновидности эклогитов) (из работы Литвин, 1991).

Эклогитовые породы формируются на завершающих стадиях магматической дифференциации. Более того Ю.А. Литвин приводит примеры геологических объектов, где на фактическом материале подтверждаются его положения относительно этапов дифференциации первичных магм (все ссылки в работе Литвин, 1991). Предложенная гипотеза имеет хорошее экспериментальное подтверждение, определенные выводы подкрепляются фактическим материалом. Тем не менее, несмотря на убедительные данные в пользу магматической дифференциации на примере перидотитовых и пироксенитовых ксенолитов, Ю.А. Литвиным признавалось отсутствие прямых доказательств описанных и экспериментально обоснованных процессов в отношении эклогитовых разновидностей.

Экспериментальные работы Ю.А. Литвина показали, что расплав, образующийся в высокобарических условиях мантии при частичном плавлении гранатовых перидотитов, по составу близок к коматииту (Литвин, 1991). Именно из такого расплава, вероятно, должна происходить кристаллизация мантийных эклогитов. Позднее, детальное изучение расплавов, равновесных с гранатовым лерцолитом при давлениях 3-8 ГПа в системе CMAS–CO₂, выявило существование непрерывного тренда изменения от магнезиокарбонатитов в присутствии ~ 40-50% CO₂ при низких температурах, через мелилититовые² и кимберлитовые расплавы с уменьшением доли CO₂ к пикритовым и коматиитовым составам с низкой долей CO₂ при высоких температурах (Gudfinnsson, Presnall, 2005).

Рассмотрим другие возможные версии происхождения магм, способных при кристаллизации образовывать мантийные эклогиты. Описанный Ю.А. Литвиным коматиитовый расплав, согласно представлениям автора, является результатом плавления примитивного вещества мантии. Но это не единственный потенциально возможный источник расплавов.

Предположения Ю.А. Литвина относятся к механизмам частичного плавления примитивного мантийного вещества, проявляющимся начиная с глубин 35 кбар. Такие процессы наиболее вероятны для архейского времени, когда неоднородность мантии не была столь значительной. Однако имеются находки эклогитовых ксенолитов, для которых пердполагается магматический генезис, с возрастными оценками в пределах протерозойского времени, например: высокомагнезиальные эклогиты из кимберлитов Лахтойоки, Финляндия, ~ 600 Ма по Sm-Nd и Rb-Sr определениям в гранатах и клинопироксенах (модельный возраст 1.1-1.4 Ga) (Peltonen et al., 2002); эклогиты из кимберлитов Джерико, кратон Слэйв ~ 1.7 Ga по U-Pb определениям в цирконах (Неатап et al., 2006), и др. Существует несколько взглядов на эту проблему. С одной стороны, мантийные эклогиты могли продолжать формироваться из

² Мелилтитовые расплавы стабильны только до $\sim 4 \Gamma \Pi a$, при повышении давления и температуры они переходят в кимберлитовый расплав (Gudfinnsson, Presnall, 2005).

примитивного источника не только в архейское время. Некоторые исследователи считают более вероятным генезис эклогитов из расплавов – производных астеносферного слоя (Gurney, 1990; Xаггерти и др., 1993; Griffin, O'Reilly, 2007). Астеносферный слой по своим геохимическим и изотопным характеристикам должен быть ближе всего к примитивной мантии. Установить однозначную принадлежность эклогитов к астеносферному источнику, по-видимому, не представляется возможным. С другой стороны, примитивная мантия не единственный резервуар, который, может быть генетически связан с мантийными эклогитовых ксенолитов из различных регионов мира, а также на представлениях о современном соотношении мантийных резервуаров в субконтинентальной литосферной мантии (рис. 7.2.) (Hofmann, 1997; Tackley, 2000; Туркина, 2008), наиболее вероятными источниками разновозрастных мантийных эклогитов представляются резервуары: РМ (ϵ Nd or –1 до +1, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr or 0.7045 до 0.7051), DM (ϵ Nd ~ +12 – +19, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 0.7015-0.7025) и, возможно, EMI (ϵ Nd < –6, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 0.7040-0.7055). Последний из них, как полагают некоторые исследователи, представляет субконтинентальную мантию (Zindler, Hart, 1986).



Рис. 7.2. Возможные соотношения мантийных резервуаров и их положение в современной верхней мантии (Tackley, 2000). Обозначения: High ³He/⁴He = P = Primitive – примитивная мантия; ERC – резервуар EMI, в обогащении которого учавствовали не глубинные мантийные флюиды/расплавы, а материал океанической коры.

Выдвигались предположения о том, что эклогиты, выносимые из мантии кимберлитами и щелочными базальтами генетически связаны с вмещающими породами. Ограниченный набор магм, выносящих ксенолиты, навел некоторых исследователей на мысль об их родстве. Эксперименты не опровергали такую возможность (все ссылки в работе Пугин, 1986). Немногим позднее в работах (Neal et al., 1990; Тэйлор, 1993; Taylor, Neal, 1993) была высказана точка зрения, что эклогиты кристаллизуются в мантии из определенного типа кимберлитового расплава (кимберлиты группы II по классификации Smith, 1983). Одним из главных

91

противоречий, препятствующих широкому распространению подобной гипотезы, стало несовпадение возрастных оценок, полученных из различных регионов мира для эклогитовых ксенолитов, имеющих, как правило, докембрийский возраст, и кимберлитов, возраст которых обычно гораздо моложе и относится к фанерозойскому времени.

Кристаллизация мантийного расплава не единственный процесс, приводящий к формированию эклогитов непосредственно в мантии. Взаимодействие мантийного флюида/расплава с мантийными эклогитами и перидотитами описано во многих работах, однако в последнее время стали появляться данные о том, что подобное взаимодействие может не ограничиваться модальным или скрытым метасоматозом. Возможно, инфильтрация флюида/расплава даже приводит к полной перекристаллизации мантийных пород, в первую очередь эклогитов, пироксенитов или субдуцирующего вещества, с образованием нового эклогита.

До недавнего времени предполагалось, что вторичные изменения полностью не стирают признаки протолита эклогитов и, по крайней мере, центральные части зерен породообразующих минералов несут информацию о генезисе породы. В последних работах обсуждаются данные, позволяющие усомниться в этом тезисе. Авторы (Gréau et al. 2011; Huang et al., 2012b; Huang et al., 2014) изучили эклогитовые ксенолиты I и II-типов из трубки Робертс Виктор и пришли к выводу: эклогиты типа I, вероятно, являются сильно метаморфизованными эклогитами типа II. Эклогиты типа II обычно содержат меньше REE и обеднены LREE и HFSE, менее магнезиальны, ядра породообразующих минералов практически не содержат включений, Na₂O в гранате менее 0.07 мас.%, K₂O в клинопироксене менее 0.08 мас.%, ксенолиты не содержат Ni–Cu–Fe сульфидов, нет карманов плавления и т.д. В эклогитах типа I напротив: больше REE, они обогащены LREE и HFSE, более магнезиальны, ядра породообразующих минералов содержат много включений, в том числе флюидных, Na₂O в гранате более 0.07 мас.%, K₂O в клинопироксене более 0.08 мас.%, ксенолиты содержат Ni-Cu-Fe сульфиды, присутствуют карманы плавления и т.д. Все признаки, характерные для эклогитов типа I указывают на значительную вторичную проработку мантийными флюидами/расплавами и рекристаллизацию эклогитов в присутствии флюида. Аналогичная точка зрения изложена в статье (Huang et al., 2012b). Получившаяся модель Ю. Грю и его коллег изображена на рисунке 7.3. Главный аргумент в пользу связи эклогитов I и II типов – образец (HRV77). Одна его часть представляет неизмененный макрокрист клинопироксена эклогита II типа, собой а другая метасоматизированный биминеральный эклогит I типа с зоной контакта не более 1.5-2 см. На примере этого образца видны в сантиметровом масштабе изменения происходящие с эклогитом. Эклогиты I типа настолько сильно изменены, что установить характер протолита не представляется возможным, а интерпретация генезиса для отдельных образцов из других

регионов приведет к ошибочным выводам. Мезозойский возраст эклогитов типа I (Sm-Nd (103±10 Ma); Lu-Hf (132±16 Ma)), близкий к возрасту кимберлитового магматизма (128±15Ma), в данной модели считается возрастом метасоматических изменений, предваряющих вынос эклогитов из литосферной мантии (Huang et al., 2012b). В то же время для неизмененных эклогитов типа II установлен протерозойский возраст (Sm-Nd (738–1143 Ma); Lu-Hf (764–1544 Ma)). По мнению авторов, разница в возрасте возникла из-за полной перекристаллизации породообразующих минералов в присутствии флюида/расплава.



Рис. 7.3. Схема образования двух типов мантийных эклогитов, вынесенных кимберлитами Робертс Виктор, кратон Каапвааль (из работы Gréau et al. 2011). а) Прослой эклогитов в мантии до метасоматического изменения, представлен эклогитами типа II. b) Просачивание углеродосодержащих мантийных флюидов/расплавов через эклогиты типа II с образованием эклогитов типа I и алмазов.

7.2. Гипотеза генезиса мантийных эклогитов в результате преобразования океанической коры в мантии («Субдукционная» гипотеза)

Ранние работы А. Рингвуда, Х. Йодера, И. Куширо и других исследователей, рассматривающие гипотезу образования эклогитов из первичных магматических расплавов не

дали однозначных результатов. Это привело к довольно быстрому развитию альтернативной гипотезы генезиса мантийных эклогитов в результате преобразования океанической коры при погружении в зоне субдукции. На сегодняшний день эта версия, пожалуй, самая популярная и обладает широкой теоретической, фактической и экспериментальной доказательной базой. Некоторые исследователи говорят даже, что эта модель достигла статуса «доминирующей парадигмы» в объяснении проблемы генезиса мантийных эклогитов (Griffin, O'Reilly, 2007). Впервые идея о преобразовании океанической коры в зоне субдукции до эклогита была высказана в работах А. Рингвуда и его соавторов (Ringwood, Green, 1966; Green, Ringwood, 1968; Рингвуд, 1981), как альтернатива кристаллизации мантийных эклогитов из расплавов. Основанием для развития гипотезы послужило сходство валового химического состава океанических базальтов, габбро океанической коры и мантийных эклогитов, а также принципиальная возможность переходов базальт-эклогит и габбро-эклогит в термобарических условиях литосферной мантии, подтвержденная многочисленными экспериментальными данными (все ссылки в (Йодер, 1979; Рингвуд, 1981)). Кроме того, предложенная гипотеза хорошо дополняет модель тектоники плит. При переходе габбро/базальт-эклогит значительно меняется плотность породы и, соответственно, скорость прохождения сейсмических волн. Для базальтов и габбро океанической коры $\rho \sim 3.0 \text{ г/см}^3$, $V_p \sim 6.9 \text{ км/с}$, для эклогитов $\rho \sim 3.4-3.5$ г/см³, V_p ~ 8.3 км/с (Ringwood, Green, 1966). Значение р ~ 3.4-3.5 г/см³, полученное для эклогитов, превышает среднее значение плотности литосферной мантии $\rho \sim 3.3$ г/см³. Современные экспериментальные оценки показывают, что плотность «субдукционных» эклогитов с увеличением РТ-параметров возрастает от 3.535 г/см³ при 5 ГПа и 1200°С до 3.821 r/cm^3 при 14 ГПа и 1700°С (Aoki, Takahashi, 2004). Во всем диапазоне указанных РТ-параметров плотность окружающей мантии остается ниже. В том числе благодаря переходу базальт/габброэклогит, как предполагается, слэбы приобретают отрицательную плавучесть, и начинается их погружение в мантию. Наличие различных видов мантийных эклогитов в этой гипотезе объясняется, главным образом, различным типом протолита, вовлекаемого в зону субдукции.

Долгое время работы, посвященные субдукционным эклогитам, в качестве основного протолита рассматривали базальтовый слой океанической коры. Одна из первых публикаций, в которой авторы привели убедительные доводы в пользу образования эклогитов по океаническому габбро, была статья (Beard et al., 1996). Минералогические, геохимические и изотопные данные позволили исследователям идентифицировать две группы эклогитов с N-MORB и габбро океанической коры в качестве протолита. В дальнейшем подобные сообщения стали поступать регулярно (Barth et al., 2002; Jacob et al., 2003; Dludla et al., 2006; Appleyard et al., 2007; Aulbach et al., 2007; Schmidberger et al., 2007; De Stefano et al., 2009; Pernet-Fisher et al., 2014; Smart et al., 2014; Smart et al., 2014; Dongre et al., 2015 и многие другие). В одной из

публикаций высказывалось мнение, что, возможно, эклогитов, образованных из габбро, даже больше, чем из базальтов MORB типа (Jacob et al., 2005).

В качестве альтернативы N-MORB базальтам рассматривают также бонинитовые серии энсиматических островных дуг (Jacob, Foley, 1999; Aulbach et al., 2007; Smart et al., 2014).

Возникли и новые точки зрения на механизм происхождения эклогитов в зоне субдукции, в частности, версия кристаллизации эклогитов из расплава, образованного в результате плавления морских базальтов. При этом, вероятно, имели место реакции с окружающим перидотитом или смешение с продуктами плавления мантийных перидотитов (Viljoen et al., 2005). Совсем недавно похожая точка зрения о генезисе высокомагнезиальных эклогитов из кимберлитовой трубки Виктор, кратон Супериор была высказана в статье (Smit et al., 2014). Авторы считают, что силикатный расплав, образовавшийся в результате частичного плавления метаморфизованных пород океанической коры, прореагировал с окружающими перидотитами с исчезновением оливина. Ряд экспериментальных работ подтверждает возможность осуществления подобного механизма (Yaxley, Green, 1998; Rapp et al., 1999; Mallik, Dasgupta, 2012). Как предполагают К. Смит и ее коллеги, данная модель объясняет обогащение LREE эклогитов и повышенные содержания Cr₂O₃ в гранатах из эклогитов. Реконструированные валовые составы эклогитов по главным элементам занимают промежуточное положение между расплавами, образованными при частичном плавлении эклогитов и средним составом фертильного перидотита (пиролита), что согласуется с экспериментальными данными о составах аналогичных смесей при 3 ГПа (Mallik, Dasgupta, 2012) и 3.5 ГПа (Yaxley, Green, 1998). С учетом наложенных процессов все это серьезно затрудняет уверенное проведение границы между «субдукционными» и «магматическими» эклогитами.

В современных работах рассматривается уже не только коровый протолит океанической литосферы, но и неоднородный материал самой мантии, попадающий в зону субдукции. Одним из первых, кто указал на возможное существование подобного механизма были М. Барт и его коллеги, изучавшие эклогитовые ксенолиты из трубки Койду, Сьерра Леоне (Barth et al., 2002). Исследование высокомагнезиальных эклогитов и включений породообразующих минералов эклогитового парагенезиса из алмазов, содержащихся в эклогитах из кимберлитов кратона Слэйв, позволило предложить принципиально иную модель генезиса. Протолитом для эклогитов послужили пироксенитовые жилы в литосферной океанической мантии. Гипотеза выглядит следующим образом (Smart et al., 2012):

<u>1 этап.</u> В океанической литосферной мантии на глубинах, соответствующих давлениям 1.5-2 ГПа, из расплавов близких по составу к базальтовым, по ослабленным зонам формируются жилы клинопироксен-плагиоклазового состава, возможно с кварцем. <u>2 этап.</u> Далее жилы испытывают частичное плавление с удалением расплава, исчезает кварц и плагиоклаз, понижается содержание SiO₂, Na₂O, возрастает – CaO. Породы эклогитизируются.

<u>3 этап.</u> Попадая в зону субдукции, эклогитовые жилы транспортируются вместе со слэбом в область стабильности алмаза.

<u>4 этап.</u> На глубинах около 150 – 200 км эклогиты подвергаются метасоматическим изменениям в присутствии углеродосодержащих флюидов/расплавов, возможно, породы взаимодействуют с окружающими перидотитами. Происходит перекристаллизация эклогитов, повышается их магнезиальность, образуется алмаз, эклогиты приобретают мантийные геохимические метки. Схематичное образование алмазоносных эклогитов из кимберлитов Джерико, кратон Слэйв с выделением этапов, приведено на рис. 7.4.



Рис. 7.4. Схема генезиса алмазоносных эклогитов из кимберлитов Джерико, кратон Слэйв (из работы Smart et al., 2012). Цифрами указана нумерация этапов преобразования протолита, пояснения в тексте.

Несмотря на отсутсвие коровых геохимических и изотопных меток в эклогитах, сформировавшихся таким образом, они рассматриваются в данной работе как субдукционные, в соответствии с механизмом их генезиса.

Другим фактором, приводящим к разнообразию химических составов субдукционных эклогитов является частичное плавление пород океанической коры в зоне субдукции и миграция расплава. При этом уже рестит подвергся преобразованию в эклогит (Taylor et al., 1996; Jacob, Foley, 1999; Taylor et al., 2003; De Stefano et al., 2009). В настоящее время широко обсуждается влияние процессов частичного плавления применительно к субдукционным

96

мантийным эклогитам. Степень частичного плавления эклогитов из кимберлитов Джерико могла достигать 40% (Heaman et al., 2002). Аналогичные результаты были получены для эклогитов из трубки Виктор, кратон Супериор (~ 25-40%) (Smit et al., 2014) и трубки Комсомольская, Сибирский кратон (5-40%) (Pernet-Fisher et al., 2014). В последней работе приводится ряд доводов в пользу того, что наибольшие степени плавления характерны для эклогитов, образованных из базальтов океанической коры, в то время как эклогиты сформированные по габбро испытали незначительное частичное плавление.

7.3. Сопоставление гипотез. Эклогитообразование в субкратонической литосферной мантии

Аргументация гипотез эклогитообразования в мантии, в ряде случаев спорна и соответственно выводы, сделанные на основании фактического материала достаточно спекулятивны. Исследования коллекций мантийных эклогитов показывают, что в литосферной кратонической мантии, по-видимому, доминируют «субдукционные» эклогиты. Магматическая модель, использующая механизм фракционной кристаллизации, подразумевает образование различных типов мантийных эклогитов, не только биминеральных (рис. 7.1.) (Литвин, 1991). Однако в действительности, скорее всего, формируются лишь биминеральные разновидности. Кроме того, даже образование биминеральных эклогитов предполагает довольно сложную схему фракционной кристаллизации. На сегодняшний день нет находок магматических мантийных эклогитов, в отношении которых линии даказательств не вызывали бы сомнений и противоречий.

Основные положения магматической и субдукционной моделей представлены ниже. Иллюстрация основных механизмов генезиса представлена на рис. 7.5., где каждая модель имеет свой индекс: I1-4 – магматические, S1-4 – субдукционные модели.

«Магматическая» гипотеза:

Эклогиты образовались в результате фракционной кристаллизации мантийных расплавов на глубинах не менее 35 кбар (Литвин, 1991). Различие в составе эклогитов обусловлено, главным образом, различным источником магм, характером плавления перидотитовой мантии на различных глубинах, локальными неоднородностями в мантии, особенностями протекания реакций между расплавом и окружающей перидотитовой мантией. Проблема природы расплава, из которого происходила кристаллизация мантийных эклогитов

сложна и, на сегодняшний день, не решается однозначно. Наиболее вероятными представляются следующие версии:

- Расплав мигрировал из астеносферного слоя в литосферную мантию и, по-видимому, близок по своим геохимическим и изотопным характеристикам к примитивному веществу (Gurney, 1990; Хаггерти и др., 1993; Griffin, O'Reilly, 2007) (на рис. 7.5. -I1);
- Расплав коматиитового состава ((в мас.%): SiO₂ 50.2, Al₂O₃ 8.3, FeO 7.5, MgO 24.1, CaO 8.6, Na₂O 1.3), образовавшийся при частичном плавлении (степень плавления 1-50%) примитивного перидотитового вещества верхней мантии при давлениях выше 35 кбар (Литвин, 1991) (на рис. 7.5. I2);
- Расплав, порожденный резервуаром ЕМІ в субконтинентальной литосферной мантии, либо путем частичного плавления перидотитов (McKenzie, O'nions, 1983), либо путем смешивания продуктов частичного плавления эклогитов (до 30%) и перидотитов (до 70%). Степень плавлени эклогитов оценивается ~ в 60%, перидотитов около 1% (Kogiso, Hirschmann, 2006; Le Roux et al., 2011) (на рис. 7.5. I3);
- Расплав, образованный в результате частичного плавления деплетированного мантийного резервуара (DM) (Hills, Haggerty, 1989; Sobolev et al., 1994; Snyder et al., 1995, 1997, 1998) (на рис. 7.5. - I4).

«Субдукционная» гипотеза:

Эклогиты формируются путем преобразования пород океанической коры и, возможно, литосферной мантии в зоне субдукции в результате проградного метаморфизма. Разнообразие эклогитов связано с различными проявлениями субдукционного процесса, главные из которых:

- Образование эклогита по реститу, оставшемуся после частичного плавления океанической коры (Jacob, Foley, 1999; Jacob, 2004; Taylor et al., 2003; Aulbach et al., 2007; De Stefano et al., 2009; Smit et al., 2014; Pernet-Fisher et al., 2014; и многие другие) (на рис. 7.5. S1 и S2);
- Образование эклогита из расплава, появившегося вследствие частичного плавления океанической коры. Возможно, имеют место реакции с окружающим перидотитом или смешение с продуктами плавления мантийных перидотитов (Viljoen et al., 2005; Smit et al., 2014) (на рис. 7.5. - S4);

- Образование эклогита за счет клинопироксен-плагиоклаз±кварцевых жил, локализующихся в океанической литосферной мантии при давлениях 1.5-2 ГПа (Barth et al., 2002; Smart et al., 2012) (на рис. 7.5. - S3);
- Разнообразие пород, которые могли служить протолитом:

1) Породы по своим свойствам близкие к базальтам СОХ (в большинстве работ). Высказывалась точка зрения, что наиболее подходящим протолитом для алмазоносных эклогитов являются базальты СОХ (МакКандлесс, Герни, 1997);

2) Габбро океанической коры (Beard et al., 1996; Barth et al., 2002; Dludla et al., 2006; Appleyard et al., 2007; Aulbach et al., 2007; Schmidberger et al., 2007; De Stefano et al., 2009; Pernet-Fisher et al., 2014; Smart et al., 2014; Smit et al., 2014; Dongre et al., 2015; и многие другие). Возможно эклогитов, образованных из габбро, даже больше, чем из базальтов COX (Jacob et al., 2005);

3) Бониниты (Jacob, Foley, 1999; Aulbach et al., 2007; Smart et al., 2014);

4) Коматииты, изливавшиеся в архее на океаническое дно (Menzies et al., 2003);

5) Архейская кора, состав которой, вероятно, должен быть близок к FMORB – ранней базальтовой коре, выплавившейся из пород примитивного пиролитового состава (Рябчиков, 2006).

На рис. 7.5. пункты 1, 3-5 соответствуют модели S1, пункт 2 – S2.

Вне зависимости от генезиса эклогитов в мантии они могут подвергаться полистадийному метасоматическому воздействию различной природы (Heaman et al., 2006; Smart et al., 2009). Крайняя степень изменения породы характеризуется полной перекристаллизацией с изменением большей части геохимических и изотопных характеристик, в том числе состава породообразующих минералов по петрогенным элементам (Gréau et al. 2011; Huang et al., 2012b; Huang et al., 2014). В таком случе установить протолит не представляется возможным.



Области эклогитообразования в мантии



Рис. 7.5. Модели эклогитообразования в мантии: S1-4 – субдукционные, I1-4 – магматические. Пояснения в тексте.

7.4. Критерии магматического и субдукционного происхождения эклогитов

7.4.1. Минералогические и петрохимические критерии

Реперные минералы. В соответствии с экспериментальными данными, наличие некоторых второстепенных минералов практически однозначно свидетельствует 0 субдукционной природе эклогитов. Исследование поведения пироп-гроссуляр-альмандиновой системы в выскобарических и высокотемпературных условиях в приложении к эклогитам выявило, что корунд и кианит появляются в качестве самостоятельных фаз в результате инконгруэнтного плавления граната при давлениях превышающих 6.5 ГПа и температурах свыше 1500°С (Бутвина и др., 2001). Эти данные хорошо согласуются с более ранними экспериментами по реакционному взаимодействию ликвидусных фаз в системе CMAS. Они показали, что кианитовые эклогиты не находятся в равновесии с перидотитовой мантией при давлении около 3 ГПа. Кианит будет реагировать с оливином в перидотитах с образованием высокоглиноземистого пироксена и граната (Milholland, Presnall, 1998). Таким образом, генезис кианитовых эклогитов практически всегда связан с субдукционными процессами.

Еще одним признаком субдукционного происхождения эклогитов является присутствие коэсита, что не раз обсуждалось во многих работах (Schulze et al., 2000; Jacob, 2004). Согласно экспериментальным данным коэсит стабилен в эклогите только при низких степенях плавления, приблизительно до 13% при 1300°С и 3.5 ГПа (Yaxley, Green, 1998). До сих пор, ни в одной из работ не описывались находки «магматических» эклогитов с коэситом, хотя теоретически это возможно (Литвин, 1991).

Содержание MgO, Al₂O₃ и CaO в породообразующих минералах. Мантийные эклогиты по петрохимическому составу породообразующих минералов обычно разделяют на две группы: низкомагнезиальную (lo-MgO) и высокомагнезиальную (hi-MgO), в ряде случаев целесообразно выделять еще и третий тип, высокоглиноземистый (hi-Al₂O₃) или высококальциевый, как правило, сопровождающийся наличием кианита. В последовательности hi-Al₂O₃–lo-MgO–hi-MgO эклогит, в гранатах увеличивается содержание MgO и уменьшается содержание сначала CaO, а затем и FeO, в клинопироксенах уменьшается содержание Al₂O₃ и Na₂O, и увеличивается – MgO и CaO. С позиций различных гипотез взаимоотношения между группами эклогитов выглядят следующим образом:

 Протолит низкомагнезиальных эклогитов – базальты океанической коры, протолит высокомагнезиальных (высокоглиноземистых или высокоальциевых) эклогитов – габбро океанической коры;

- Низкомагнезиальные эклогиты преобразованный рестит, высокомагнезиальные закристаллизовавшиеся выплавки из пород океанической коры;
- Протолит низкомагнезиальных и высокоглиноземистых эклогитов породы океанической коры, протолит высокомагнезиальных эклогитов – измененные, перекристаллизованные пироксен-плагиоклазовые (±кварц) жилы, образовавшиеся в океанической литосферной мантии;
- Протолит низкомагнезиальных и высокоглиноземистых эклогитов породы океанической коры, высокомагнезиальные эклогиты эклогиты образовавшиеся *in situ* в мантии, либо вследствие перекристаллизации неизвестного протолита, либо вследствие кристаллизации первично мантийного расплава;
- Протолит низкомагнезиальных эклогитов породы океанической коры, низкомагнезиальные эклогиты – протолит для высокомагнезиальных эклогитов, образовавшихся в результате перекристаллизации в мантии;
- Все разновидности являются частью одного тренда фрационной кристаллизации первично мантийного расплава при различных РТ-условиях.

Содержание Cr_2O_3 в породообразующих минералах. В ранних работах наличие примеси Cr_2O_3 в породообразующих минералах эклогитов рассматривалось, как признак их магматической природы (Neal, Taylor, 1990; Тэйлор, 1993; Qi et al., 1994). Примесь хрома (до 1-2 мас.% Cr_2O_3) относительно редка в гранатах и клинопироксенах мантийных эклогитов, но, как правило, является отличительной чертой аналогичных минералов в перидотитах. Содержание Cr_2O_3 в гранатах типично «субдукционных» эклогитов не более 0.2 мас.% и близко к наблюдаемым значениям в зернах гранатов из базальтов COX (Neal, Taylor, 1990). Тем не менее, существуют альтернативные версии, в которых примесь Cr_2O_3 в гранатах эклогитов не рассмаривается в качестве достоверного индикатора их магматического происхождения. Вопервых, нижние слабодифференцированные слои океанической коры также могут содержать гранат и клинопироксен с примесью хрома. Во-вторых, некоторыми исследователями допускается обогащение граната хромом при метаморфизме хромитовых прослоев в офиолитовых комплексах океанической коры во время субдукции (Jacob et al., 1998; Snyder et al., 1998).

Предположения, касающиеся «субдукционных» эклогитов не опровергают наличиех примеси хрома в «магматических» разновидностях, фактически был предложен еще один вариант интерпретации высокого содержания хрома в эклогитовых гранатах. При использовании содержания Cr₂O₃ в гранатах и клинопироксенах в качестве критерия генезиса мантийных эклогитов следует опираться и на другие признаки.

7.4.2. Геохимические критерии

Распределение REE, HFSE и LILE в породообразующих минералах / валовом составе эклогитов. Согласно моделям I1 и I4 неизмененные «магматические» эклогиты должны быть комплиментарны гранатовым перидотитам в отношении REE и редких элементов. В неизмененных «субдукционных» эклогитах распределние REE должно зависеть, в первую очередь, от состава корового протолита. В некоторых случаях сопоставление распределения REE в эклогитах и различных протолитах может дать хороший результат, но, как правило, характер распределения REE в эклогитах отличается от первичного в протолите. Факторы, влияющие на изменение распределения REE в эклогитах: а) наличие/отсутствие и степень частичного плавления протолита/эклогита и образование эклогитов из рестита или из расплава, возникшего в результате частичного плавления материала океанической коры в зоне субдукции; б) метасоматические процессы в мантии, в том числе перекристаллизация в присутствии флюида; в) метасоматоз, связанный с кимберлитовым магматизмом. Влияние каких-то факторов можно нивелировать в ходе пробоподготовки, например «в», используя только центральные части неизмененных минералов или подготовку сверхчистых проб. Устранить изменения, связанные с фактором «б» таким образом удается не всегда. Частичное плавление приводит к характерному обеднению LREE и эклогиты, образованные из рестита, также будут обеднены LREE. Экспериментальные данные показывают, что коэффициенты распределения для ряда HFSE элементов между «субдукционным» эклогитом и расплавом при 30% плавлении при 3.8 ГПа близки к 1 (Rapp et al., 1999). В тоже время обеднение LIL элементами, связанное с таким процессом должно заметно отражаться на спайдер-диаграммах «субдукционных» эклогитов, однако реально наблюдается не всегда (Jacob, Foley, 1999). Согласно экспериментальным работам, обеднение «субдукционных» эклогитов или их протолитов LIL элементами в результате частичного плавления напрямую зависит от присутствия флюида в зоне субдукции (Hermann, Green, 2001). Эклогиты сформированные при кристаллизации обогащены комплиментарного расплава, напротив, будут LREE. Метасоматические процессы приводят к обогащению LREE и некоторыми редкими элементами (Ва, Sr и др.), в зависимости от состава флюда. Они также могут привести к повышению магнезиальности. Комбинация всех этих факторов: состав протолита, степень частичного плавления и эклогитизация рестита или кристаллизация комплиментарного расплава, а также наложенные метасоматические изменения, в некоторых случаях могут затруднить интерпретацию. При интерпертации геохимических данных необходимо, основываясь на реперных признаках, использовать только свежие образцы, не подвергшиеся вторичному флюидному воздействию.

В последние годы для геохимической характеристики мантийных эклогитов и выяснения их протолита широко используют реконструированные валовые составы, рассчитанные на основании модального состава породы и содержания REE и редких элементов в центральных неизмененных частях породообразующих минералов. Это позволяет исключить изменеия, связанные с кимберлитовым магматизмом. Авторы работы (Jerde et al., 1993) пришли к выводу, что даже при просчете в модальном составе на 30% для большинства разновидностей биминеральных эклогитов концентрации REE существенно не изменятся. В недавней работе (Aulbach et al., 2007), посвященной изучению эклогитовых и пироксенитовых ксенолитов из трубок кратона Слэйв, исследователи подтверждают выводы, сделанные в статье (Jerde et al., 1993). С. Улбек с коллегами провели сопоставления распределений REE в ряде образцов мантийных эклогитов. Для каждого из них менялся валовый модальный состав гранат/клинопироксен от 70/30 до 30/70. Выяснилось, что характер распределения REE почти не чувствителен к отношению гранат/клинопироксен в эклогитах.

Еи аномалия в спектрах распределения REE в эклогитах. Наличие Еи аномалии в реконструированных валовых составах эклогитов уже довольно давно объясняется высоким содержанием плагиоклаза в коровом протолите эклогитов, однако последние публикации (Griffin et al., 2007) ставят под сомнение этот критерий генезиса мантийных эклогитов. В некоторых статьях (Тэйлор, 1993; Jerde et al., 1993) показывается отсутствие прямой зависимости между группами эклогитов, предположительно образованных из мантийного и корового источников, и наличием Еи аномалии. Л. Тэйлор даже задался вопросом: «Всегда ли присутствие положительной Eu аномалии означает участие плагиоклаза??» (Тэйлор, 1993). В работе (Huang et al., 2012a) для получения сверхчистых проб и удаления даже незначительной примеси вторичных минералов и включений в породообразующих гранатах и клинопироксенах мантийных эклогитовых ксенолитов из трубки Робертс Виктор было проведено 3 этапа выщелачивания. На каждом этапе анализировался состав выщелка, который затем сопоставлялся с составом породообразующих минералов. Опыт показал, что Еи аномалия, низкобарического используемая как аргумент происхождения эклогитов ИЗ плагиоклазсодержащего протолита, в действительности может быть обусловлена вторичными микровключениями, образованными в результате просачивания флюида/расплава в условиях мантии. Таким образом, сама по себе Ец-аномалия, особенно в валовом составе, проанализированном методом ICP-MS, не является свидетельством коровой природы мантийных эклогитов. С другой стороны, было справедливо замечено, что плагиоклаз концентрирует и прочие редкие элементы, например Sr. Таким образом, одновременное наличие Sr и Eu анмалий в валовых (реконструированных валовых) анализах мантийных эклогитов, все же может являться свидетельством в пользу плагиоклазсодержащего протолита этих пород – габбро или троктолита (Jacob et al., 2005).

Li в породообразующих минералах. Содержание лития в минералах эклогитов и в валовых пробах рассматривается в качестве важного индикатора их происхождения (Woodland, et al., 2002). Он концентрируется преимущественно в клинопироксенах (от 0.4 до 80 ppm), вариации содержания этого элемента в гранатах не такие значительные: от ~ 0.01 до 3.7 ppm. По содержанию лития в клинопироксенах были выделены две группы: низколитиевая (менее 2.5 ppm Li) и высоколитиевая (более 8.6 ppm Li). Изучение коровых и мантийных эклогитов и генетически связанных с ними пород, образовавшихся в различных геологических обстановках, позволило заключить, что содержание лития в клинопироксенах эклогитов является перспективным критерием их генезиса. Эклогиты, в клинопироксенах и валовых пробах которых были установлены низкие содержания лития (до 2.5 ppm в клинопироксенах), являются высокобарическими кумулатами мафических расплавов, просачивающихся через мантию. Заключение А. Вудланда и его коллег сделано на основании близкого содержания лития в указанной группе эклогитов и в мантийных перидотитах. Авторы исследовали 33 образца и провели сопоставление с многочисленными литературными сведениями, однако они не выявили корреляции между содержанием Li и петрогенными элементами, в том числе Mg#, в клинопироксенах или гранатах. Более того, они рассчитали коэффициенты распределения лития между гранатом и клинопироксеном для каждого образца и не обнаружили никакой зависимости между значениями коэффициентов распределения и температурой образования эклогитов. Таким образом, авторы предположили, что в эклогитовых парагенезисах содержание лития в клинопироксенах и гранатах не контролируется температурой и давлением (для давления данные не подтверждены), и может надежно указывать на их мантийную или коровую природу.

Содержание фосфора в валовом составе эклогитов. Авторы работы (Hills, Haggerty, 1989) изучили 25 образцов мантийных эклогитов из кимберлитовой трубки Койду, Сьерра-Леоне (Западная Африка) и обнаружили, что среднее содержание P_2O_5 в пробах ксенолитов составляет 0.06 мас.%. В ходе последующих исследований С. Хаггерти сопоставил эту цифру с содержанием P_2O_5 в валовых пробах потенциальных протолитов для изученных эклогитов. Эклогитовые ксенолиты из трубки Коиду оказались наиболее близки по содержанию P_2O_5 к коматиитам (0.08 мас.%). По мнению С. Хаггерти, это свидетельствует о возможной магматической природе эклогитов из первично мантийных расплавов. Коровые породы, которые могут вовлекаться в зону субдукции и принимать участие в образовании эклогитов,

характеризуются более высокими средними содержаниями P₂O₅: 0.17 мас.% в базальтах COX (MORB), 0.18 мас.% в базальтах островных дуг (IAT), 0.30 мас.% в ОІВ базальтах и 0.38 мас.% в континентальных разновидностях базальтов (CFT) (Haggerty et al., 1994). В самих кимберлитах комплекса Коиду среднее содержание P₂O₅ еще выше, около 0.70 мас.%. Стоит отметить, что средние валовые содержания P₂O₅, указанные С. Хаггерти и его соавторами для базальтовых пород океанической коры, могут быть несколько завышены относительно других литературных источников. Например, в некоторых работах приводится среднее содержание P2O5 в составе базальтов мирового океана 0.12±0.05 мас.% (Wedepohl, 1981; Ярошевский, Цехоня, 1985). С учетом погрешности оценка близка к коматиитовой. Кроме того, если рассматривать отдельно средние составы базальтов СОХ по различным срединно-океаническим хребтам, то наименьшее содержание P2O5 составляет 0.10 мас.% для системы Индоокеанских хребтов (Богатиков и др., 1987). Однако среднее содержание P₂O₅ в океанической коре все же намного выше, чем в коматиитах и, обсуждавшихся выше эклогитах, и оценивается в 0.20 мас.% (Condie, 1997). Оценки, полученные высокопрецизионными методами, более показательны. Содержание Р в валовых пробах из вышеописанных эклогитовых ксенолитов трубки Койду составляет ~ 250 ррт. Это значение близко к содержанию Р в валовом составе верхней мантии 130–220 ррт и в пиролите – 90 ррт, и сильно отличается от оценок для океанических базальтов – 750 ppm (Haggerty et al., 1994; McDonough, Sun, 1995). Таким образом, сопоставление содержания Р (ppm) и P₂O₅ (мас.%) в возможных протолитах мантийных эклогитов привело С. Хаггерти к выводу: вероятнее всего, изученные эклогиты образовались при непосредственном участии мантийного источника и не имеют отношения к океанической коре, измененной в ходе субдукционного процесса. Впоследствие содержания Р (ppm) измерялись в мантийных эклогитах не раз. В соостветствии с недавно опубликованными материалами можно сделать заключение о том, что критерий, предложенный С. Хаггерти, повидимому, работает не всегда (Aulbach et al., 2007; Greau et al., 2011). Содержание Р легко изменяется в ходе метасоматических процессов.

Содержание Os. Этот элемент концентрируется в эклогитах, чей генезис, скорее всего, связан с мантийным источником. Содержание Os в валовых пробах этой группы эклогитов колеблется в пределах 0.615–1.98 ppb, в то время как в «субдукционных» эклогитах – 0.027–0.065 ppb (Тэйлор, 1993; Pearson et al., 1995). Такое различие в содержании Os между группами эклогитов различного генезиса хорошо согласуется с последними данными по содержанию Os в примитивной мантии (до 3.9 ppb) и в коматиитах (~ 1.35 ppb), которые, как считается, генетически связаны с «магматическими» эклогитами, и с содержание Os в океанической коре

(~ 0.05 ppb) и базальтах MORB (~ 0.03 ppb) (Day, 2013) – одним из наиболее вероятных протолитов «субдукционных» эклогитов.

7.4.3. Основные изотопные критерии

Изотопный состав кислорода (δ^{18} O). В настоящее время значение отношения δ^{18} O рассматривается ка один из самых надежных критериев для оценки генезиса мантийных эклогитов. Согласно данным по изучению мантийных ксенолитов, сформированных в условиях шпинелевой, гранатовой и алмазной фаций, δ^{18} О для валового состава верхней мантии составляет + 5.5±0.4‰ (Mattey et al., 1994). Еще одна близкая оценка была получена при изучении мантийных цирконов из кимберлитовых трубок 5.3±0.3‰ (Valley et al., 1998; Valley, 2003). Авторы, приводят данные в пользу того, что цирконы, несмотря на древний, как правило, докембрийский возраст, хорошо сохраняют мантийные изотопные отношения кислорода во время пребывания в мантии и при выносе кимберлитовыми магмами. Таким образом, *in situ* мантийные эклогиты должны иметь узкий диапазон отношения δ^{18} O около 5-6‰. Оценки. получаемые для большинства «субдукционных» эклогитов сильно отличаются от мантийных значений. Это связано с изменением корового протолита, происходящим под воздействием океанической воды. На примере ряда офиолитовых комплексов и входе изучения современных океанических базальтов выявлено, что отношения δ^{18} O в толщах океанической коры могут и возрастать и понижаться относительно мантийных. Наибольшие значения δ^{18} О наблюдаются в океанических осадках: кремнистые илы + 35 - + 42‰, карбонатные осадки + 25 - + 32‰, пелагические глины + 15 - + 25‰; верхние слои офиолитового разреза также обладают повышенными значениями относительно мантийных: базальты MORB-типа и слой параллельных даек +7 - +15‰. Пониженные оценки характерны для слоя габбро, 0 - + 6‰ (все ссылки Eiler, 2001). Повышение δ^{18} О в породах океанической коры связывают с низкотемпературными гидротермальными изменениями (до 300°С) под действием морской воды в верхних частях разреза. В нижних частях – происходят уже высокотемпературные изменения (более 300°С), что приводит к эффективному снижению значений δ^{18} О относительно мантийных (Cocker et al., 1982; Muehlenbachs, 1998; Eiler 2001). Данные по изучению процессов метаморфизма в зоне субдукции показывают, что изотопные отношения кислорода в породах океанической коры в результате этих процессов изменяются незначительно в блоках мощностью около 10 м и более, и хорошо сохраняются даже после эксгумации офиолитовых комплексов (Früh-Green et al., 2001; Eiler, 2001). Это возможно благодаря тому, что различные блоки ведут себя как закрытые системы по отношению к флюидам, циркулирующим во время высокобарического метаморфизма (Früh-Green et al., 2001). Кроме того, одним из породообразующих минералов эклогитов является гранат, который, как показывает широкий

круг работ, очень устойчив к изменению изотопного состава кислорода даже в высокотемпературных условиях. Многие расчетные и экспериментальные данные говорят о несущественном фракционировании изотопов кислорода между гранатом и другими минералами при высоких температурах, все они подробно рассмотрены в обзорной статье (Chacko et al., 2001). В условии высоких давлений в десятки килобар фракционирование изотопов кислорода оценивается как незначительное, менее 0.2‰ (Clayton et al., 1975). Фракционирование изотопов кислорода во время дегидратации и удаления летучих в базальтовом веществе на периферических участках зерен не превышает 1‰, а в центральных частях еще меньше (Valley, 1986). Одна из недавних работ по изучению процессов явного и скрытого метасоматоза в эклогитовых ксенолитах из трубки Кимберли, Южная Африка показала, что, вероятнее всего, изотопный состав кислорода в мантийных флюидах не был экзотическим (на основании оценок δ^{18} O во вторичных флогопитах из эклогитовых ксенолитов) и не сильно отличался от мантийных значений (Jacob et al., 2009). Кроме того, инфильтрация флюидов через эклогиты не вызвала серьезных изменений изотопного состава кислорода в породообразующих минералах. С другой стороны, изучение метасоматических процессов на примере образца RV07-17 из трубки Робертс Виктор выявило, что при значительном и продолжительном воздействии флюида/расплава происходит перекристаллизация эклогитов с изменением отношения δ^{18} O. Колебания в этом случае могут составить около 2‰ в различных зонах ксенолита (данные по 133 точкам в гранатах из одного образца RV07-17), а отличие от неизмененного эклогита может составить около 2-5‰ (Huang et al., 2014). Изменения, происходящие в ходе такого процесса, затрагивают и многие другие геохимические и изотопные характеристики эклогитов.

Современные локальные исследования в гранатах из эклогитов орогенных поясов показали, что, несмотря на изменения в краевых частях, связанные с воздействием флюида, ядра зерен, вероятнее всего, сохранили изотопный состав кислорода протолита. Вариации δ^{18} О от центра к краю, достигают 1-1.5‰ (Russell et al., 2013), при том, что δ^{18} О в центральных частях зерен гранатов из эклогитов метаморфизованных комплексов составляет –1 - +15‰. Гранаты из эклогитовых ксенолитов кимберлитовых трубок оказались гомогенны в отношении δ^{18} О. В предшествующих работах высказывалось мнение о гомогенизации изотопного состава кислорода в условиях мантии (все ссылки в Eiler, 2001).

Как показывают последние исследования изотопного состава кислорода в свежих базальтах СОХ, вариации δ^{18} О в образцах из различных регионов мира не значительны, подчиняются нормальному закону распределения и составляют от 5.25 до 5.85‰ (Соорег et al., 2009). Экспериментальные работы сообщают о том, что δ^{18} О в базальтах почти не зависит от степени частичного плавления верхней мантии. Величина изотопного фракционирования
кислорода не превышает 0.02-0.05‰ при степенях частичного плавления перидотитовой мантии от ~ 1% до более чем 15% (Bindeman et al., 2012).

Проблема изменчивости изотопного состава кислорода в самой океанической воде, взаимодействующей с породами океанической коры, также требует внимания. Существующие данные говорят о том, что значение δ^{18} O (SMOW) начиная с архейского времени и на протяжении всей истории Земли практически не менялось и колебалось около 0‰. Оценки получены на основании изучения изотопного состава кислорода в офиолитовых комплексах по всему миру с возрастным диапазоном от миоцена до архея (Gregory, 1991; Muehlenbachs, 1998). Обсуждение причин подобного постоянства подробно изложено в приведенных работах.

Таким образом, можно объяснить как повышенные, так и пониженные отношения δ^{18} O в мантийных «субдукционных» эклогитах, в зависимости от места протолита в разрезе океанической коры. При этом нельзя исключать локального воздействия высокотемпературных гидротермальных растворов/флюидов в зоне субдукции с изменением изотопных отношений кислорода в породах погружающейся океанической коры. Например, в UHP комплексах связывают обогащение изотопом ¹⁸O с локальным (менее 3 м) взаимодействием флюида и протолита (Baker et al., 1997). Однако вклад указанных процессов, вероятно, незначителен. С учетом всего вышеприведенного становится понятно, что широкие вариации δ^{18} O в мантийных эклогитах, образовавшихся по породам океанической коры, связаны с отношением δ^{18} O в протолите. Они наследуются и сохраняются в мантийных эклогитах. В свою очередь колебания δ^{18} O в породах океанической коры обусловлены их взаимодействием с морской водой при различных РТ-условиях. С другой стороны, эклогиты, чей генезис может быть связан с мантийными расплавами, имеют узкий спектр мантийных отношений δ^{18} O, также хорошо сохраняющихся.

Эклогиты находятся в высокотемпературных условиях мантии сонти миллионов, а в некоторых случаях и миллиарды лет. Тем не менее, как показывают экспериментальные работы, реакции изотопного фракционирования протекают крайне медленно, полученные значения коэффициентов диффузии для изотопов Sr, Mg, Al и некоторых других элементов говорят о сохранности изотопных отношений в сантиметровом масштабе на протяжении 0.1 - 1 Ga в мантийном веществе (Hofman, Hart, 1978). Это объясняет малые колебания δ^{18} O в мантийных эклогитах, образовавшихся при кристаллизации мантийных расплавов, и сохранение изотопного состава кислорода в «субдукционных» эклогитах.

В настоящее время принято считать значения, отклоняющиеся от мантийных, свидетельством коровой природы эклогитов. Впрочем, не следует забывать, в офиолитовом разрезе существует определенный интервал (на глубине около 4-6 км), в котором породы имеют изотопный состав кислорода и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношение, согласующиеся с мантийными значениями

109

(McCulloch et al., 1981; Cocker et al., 1982). Следовательно, мы, по-видимому, не можем причислять все эклогиты с мантийными оценками δ^{18} O к производным мантии. Такой тезис в некоторой степени ставит под сомнение надежность δ^{18} O-критерия и говорит о необходимости комплексного подхода к проблеме генезиса эклогитов в мантии. В качестве примера можно привести низкомагнезиальные эклогиты из кимберлитов комплекса Койду, Сьерра Леоне. Пределы колебаний δ^{18} O в них составляют 5.48±0.96‰ (2 σ , по 31 образцу граната), очень близкие к мантийному показателю, но судя по другим характеристикам, большая их часть, вероятнее всего, представляет собой измененную океаническую кору (Barth et al., 2001). В работе (Schmickler et al., 2004), рассматривающей эклогитовые ксенолиты из кимберлитов Куруман (Южная Африка), также обсуждались отношения δ^{18} O, попавшие в мантийный интервал (5.1-5.5‰, по 12 образцам). Авторы в качестве одной из гипотез указали, что для ряда или для всех образцов протолитом был материал океанической коры, занимающий промежуточное положение в разрезе между базальтами и габбро.

Отношение ${}^{87}Sr/{}^{86}Sr$. Это отношение, наряду с δ^{18} О является показателем коровой или мантийной природы эклогитов. Для неизмененных «магматических» эклогитов ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношение может являться индикатором мантийного резервуара: 0.7015-0.7025 DM, 0.7045-0.7051 PM, 0.7040-0.7055 EMI. В «субдукционных» эклогитах ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношение может сильно отличаться. В современной океанической коре между δ^{18} O и 87 Sr/ 86 Sr наблюдается прямая корреляция, начиная с глубин порядка 2-2.5 км по направлению к поверхности, с возрастанием δ^{18} О увеличивается ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr от 0.703 до 0.710 (McCulloch et al., 1981). Изменения, происходящие в присутствии морской воды, могут объяснить высокое ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношение в «субдукционных» эклогитах. В ходе взаимодействия морской воды с базальтами происходит два процесса, приводящих к изменению ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения. При высоких⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в воде относительно породы может происходить «осаждение» ⁸⁷Sr в породе, что приводит к увеличению ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в базальтах и уменьшению его в воде. На протяжении всего архея ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношение в мантии, земной коре и морской воде, вероятно, почти не отличалось (Фор, 1989). Тем не менее, повышенное ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношение в мантийных эклогитах, чьим протолитом послужила древняя архейская океаническая кора, может быть объяснено. В результате взаимодействия океанической воды с коровыми породами происходит выщелачивание плагиоклаза, являющегося концентратором Sr. Таким образом, Rb/Sr отношение в породе растет, что со временем ведет к накоплению радиогенного 87 Sr и увеличению 87 Sr/ 86 Sr.

Увеличение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в базальтах COX, подвергшихся изменению в обстановках с присутствием морской воды отмечен достаточно давно (Chapman, Spooner, 1977; O'Nions, et al., 1978), в том числе в экспериментальных работах по изменению базальтовых стекол (Menzies,

Seyfried, 1979). В свежих базальтах ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношение по некоторым оценкам составляет 0.7022 – 0.7033 (Hofmann, Hart, 1978; Menzies, Seyfried, 1979), тогда как в измененных разновидностях океанических базальтов из различных регионов мира оно повышается до 0.7138, 0.7026 – 0.7138 (Chapman, Spooner, 1977; O'Nions, et al., 1978; Doucet, et al., 2004), 0.7051 – 0.7084 по экспериментальным данным (Menzies, Seyfried, 1979).

Значение є Nd. В неизмененных «магматических» эклогитах є Nd указывает на манийный резервуар: -1 - +1 (PM), ~ +12 - +19 (DM), < -6 (EMI). В «субдукционных» эклогитах и измененных «магматических» вариации єNd соствляют от – 38 до + 684 (Jacob, 2004). Такой разброс может быть связан с несколькими причинами. Во-первых, воздействие вмещающего кимберлитового расплава. Например, широкие вариации єNd обнаружены в эклогитах из кимберлитов Беллсбенк от +39 до +241. Как показали расчеты смешения вещества эклогитов с кимберлитом, достаточно всего лишь слабого метасоматического воздействия со стороны кимберлитового флюида (до 0.5%), чтобы вызвать наблюдаемый разброс єNd в группе «субдукционных» эклогитов (Neal et al., 1990; Тэйлор, 1993). Такая возможность существует благодаря различному содержанию Nd в кимберлите (~182 ppm) и эклогите (менее 1 ppm). Вовторых, широкий разброс значений єNd может быть следствием метасоматического изменения эклогитов в мантии. Этот вывод косвенно подтверждается или опровергается расчетом модельных возрастов. Для тех же эклогитов из кимберлитов Беллсбенк получены только три правдоподобные возрастные оценки с широким разбросом: 2.39, 2.82 и 4.24 Ga. Остальные модельные значения превышают возраст Земли, а один образец показывает отрицательный возраст. Таким образом, авторы объяснили аномально древние и сильно различающиеся модельные возрастные оценки, неодинаковой степенью метасоматического воздействия и обогащения REE (Neal et al., 1990; Тэйлор, 1993). Кроме того, положительные значения єNd могли возникнуть в результате частичного плавления «субдукционного» эклогита с утратой определенной части клинопироксена.

Другой источник ошибок, связанный с показателем єNd – методика его определения в мантийных эклогитах. Исследователи не раз высказывали идею о том, что все эклогитовые ксенолиты подверглись инфильтрации кимберлитовым флюидом и результаты определения состава не только радиогенных изотопов, но и REE в валовых пробах никогда не представляют состав самих эклогитов, а являются следствием смешения эклогита и кимберлита (Jacob, 2004). Поэтому некоторые авторы используют для определения єNd в мантийных эклогитах реконструированный валовый состав, на основе измерений в центральных неизмененных частях зерен породообразующих минералов. Для окончательных расчетов необходимо подобрать соотношение минералов в породе как можно ближе к реальному, но это не всегда

удается корректно сделать, имея один небольшой образец ксенолита. При обсуждении результатов исследования эклогитовых ксенолитов из кимберлитовых трубок Сибирского кратона было показано, насколько чувствителен изотопный состав к ошибкам при выборе модального состава эклогита. Достаточно слабого изменения в модальном составе, для получения ошибки в более чем 10 є единиц (Jacob et al, 1998). В предшествующей работе Д. Якоб обратила внимание на то, что определение модального минерального состава на основе образца эклогита порядка 10 см может с легкостью привести к ошибке до 30% и повлечет за собой ошибку до 15 є единиц (Jacob et al, 1994).

Из всего вышесказанного следует, что использование єNd при разделении генетических групп эклогитов выглядит не вполне определенно. Сложность интерпретации изотопных данных в Sm-Nd системе, в частности для эклогитовых ксенолитов из Сибирских кимберлитовых трубок признавалась рядом исследователей (Pearson et al., 1994). Наболее действенным представляется индивидуальный подход к каждой коллекции из различных регионов, в зависимости от сохранности образцов и других геохимических и изотопных характеристик.

7.4.4. Заключение

Согласно многочисленным результатам исследования эклогитовых ксенолитов, экспериментальным и модельным данным образоване эклогитов может происходить двумя путями: в ходе фракционной кристаллизации мантийных равсплавов («магматическая» гипотеза) и за счет преобразования океанической коры в зоне субдукции («субдукционная» гипотеза). В действительности отдельные группы эклогитов, видимо, образуются только субдукционным путем. В отношении других разновидностей существует неопределенность. Каждая из гипотез – «магматическая» и «субдукционная» обладает множеством аспектов и деталей, и включает сопутствующие геологические процессы. Как правило, окончательная модель генезиса эклогитов в каждом конкретном случае имеет сложную, многоэтапную структуру. Вероятно, попытка унифицировать все разнообразие особенностей, определяющих эклогитообразование в мантии, в рамках одной схемы не будет успешной. Наилучшее решение – сфокусироваться на главных факторах, которые позволяют отнести образец или группу образцов либо к «магматическому», либо к «субдукционному» типу.

Существует ряд относительно устойчивых критериев, зависящих в основном от характеристик протолита или мантийного расплава. При использовании свежих, наименее измененных образцов вполне возможно отделить субдукционные разновидности от магматических. Наиболее показательным будет различие между субдукционными эклогитами, чей генезис связан с проградным метаморфизмом океанической коры или преобразованием рестита, оставшегося после частичного плавления материала слэба и магматическими эклогитами, независимо от мантийного резервуара, из которого произошли выплавки.

Таким образом, здесь не рассматриваются эклогиты, образовавшиеся при кристаллизации расплавов – продуктов частичного плавления океанической коры (S4) (Viljoen et al., 2005; Smit et al., 2014) или вследствие преобразования жил, локализованных в океанической литосферной мантии (S3) (Barth et al., 2002; Smart et al., 2012). Характеристики этих эклогитов, как показывают соответствующие статьи, часто невозможно интерпретировать в рамках одной из гипотез. Перед использованием предложенного ниже подхода, необходио убедиться, что эклогиты не относятся к указанным типам (S4 или S3) и одна разновидность эклогитов не является метасоматизированным аналогом другой (Gréau et al. 2011; Huang et al., 2012b).

В наиболее наглядном виде выделенные критерии представлены в таблице 7.1.

Биминеральные эклогитовые ксенолиты					
Критерии		Группа І		Группа S	
		Из первично мантийных расплавов		В резульате преобразования океанической коры	
Основные критерии	⁽¹⁾ δ ¹⁸ Ο (‰)	5.5±0.4		Весь диапазон значений, но более надежное свидетельство субдукционной природы отношения менее 5.0 и более 6.0 ‰	
				Габбро:	до 5.0
				MORB:	более 6.0
	⁽²⁾ εNd и ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	DM:	~ (+9 - +20 и 0.7015-0.7025)	AR кора (FMORB):	~ (0 - +9 ⁽³⁾ и более 0.7055)
		PM:	~ (-1 - +1 и 0.7045-0.7055)	PR кора (MORB):	~ (+9 - +20 ⁽³⁾ (возможно более) и более 0.7055)
		EM1:	~ (менее -6 и 0.7040-0.7055)		
	Eu и Sr аномалии	нет		Габбро:	да
				MORB:	±
	WR Mg#	> 78		< 78	
	Сr ₂ O ₃ в Срх (мас.%)	> 0.1		$< 0.1^{(4)}$	
	Сr ₂ O ₃ в Grt (мас.%)	T	> 0.5	$< 0.1^{(4)}$	
Дополнительные и перспективные критерии	WR REE (нормированный на РМ)	DM:	обеднение LREE	Спектры распределения REE в эклогитах должны быть близки к спектрам в соответствующих протолитах ⁽⁵⁾ .	
		PM:	близкий состав		
		EM1:	обогащение LREE		
	⁽⁶⁾ Li (Cpx) (ppm)	< 2.5		> 8.5	
	⁽⁷⁾ Os (WR) (ppb)	0.6 - 2.0		0.02 - 0.07	
	^{(8) 3} He (10 ⁻⁹ cm ³ STPg ⁻¹)	0.01-0.05		0.1-0.2	
	^{(8) 4} He/ ²² Ne		< 0.2	$0.1 - 4 \cdot 10^6$	

Таблица 7.1. Основные критерии генезиса мантийных эклогитов магматического и субдукционного происхождения.

1) Значения приведены в соответствии с работами (Cocker et al., 1982; Mattey et al., 1994; Muehlenbachs, 1998; Valley et al., 1998; Eiler 2001; Valley, 2003)

2) Значения приведены в соотвествии с работами (Chapman, Spooner, 1977; Hofmann, Hart, 1978; O'Nions, et al., 1978; Menzies, Seyfried, 1979; McCulloch et al., 1981; Cocker et al., 1982; Doucet, et al., 2004).

 Многие работы показывают, что єNd может быть не устойчивым критерием, в отношении субдукционных эклогитов и указанные пределы могут характеризоваться намного более положительными значениями.

4) Из-за попадания метаморфизма слабодифференцированной океанической коры или при попадании хромитовых прослоев в зону субдукции в этом типе эклогитов может наблюдаться повышенное содержание хрома в породообразующих минералах.

5) Факторы, влияющие на отклонения содержаний REE и редких элементов в эклогитах относительно их коровых протолитов: а) Частичное плавление; б) Метасоматические процессы.

6) Значения приведены в соответствии с работой (Woodland, et al., 2002).

7) Значения приведены в соответствии с работами (Тэйлор, 1993; Pearson et al., 1995).

8) Значения приведены в соответствии с работой (Ozima, Podosek, 2004).

Глава 8. Модель образования мантийных эклогитов из трубки Катока

8.1. Признаки мантийного метасоматоза

Для исследования были использованы центральные части породообразующих минералов, не затронутые изменениями.

При реконструкции процессов образования мантийных эклогитов и выявлении их протолита необходимо учитывать возможное влияние процессов мантийного метасоматоза. В ряде работ по изучению мантийных эклогитов установлено, что даже центральные части зерен породообразующих минералов могли подвергнуться изменениям, вследствии инфильтрации мантийными флюидами/расплавами (Snyder et al., 1995; Jacob et al., 2009; Greau et al., 2011; и др.). Такие преобразования в некоторых случаях можно выявить только по содержанию редких эелементов в породообразующих минералах, индикаторными из которых, как правило, являются: LREE, Ba, Sr, Cs, Rb и др.

Lo-MgO и hi-Al₂O₃ эклогиты.

В lo-MgO и hi-Al₂O₃ эклогитах клинопироксены обеднены LREE (прил. табл. 8), La_n 0.06-0.80 и 0.10-1.24 соответственно. Только в омфаците из образца Cat-23 установлено повышенное содержание LREE, La_n 5.93. La_n/Yb_n отношение в реконструированом валовом составе эклогита Cat-23 составляет 0.67, в то время как пределы колебаний данного отношения в lo-MgO эклогитах – 0.02-0.13. Кроме того, во всех образцах La/Sm отношение в гранатах и клинопироксенах ниже 1 (La/Sm (grt) 0.003-0.04, La/Sm (cpx) 0.13-0.75), только в клинопироксене из эклогита Cat-23 оно завышено, 1.16 (рис. 8.1.). Содержание Rb в гранатах и омфацитах во всех образцах превышает в несколько раз содержание этого элемента в примитивной мантии, но существенных различий между группами и отдельными образцами эклогитов не наблюдается (табл., 4.1, прил. табл. 8-10), Rb_n (cpx) 2.4-9.5, Rb_n (grt) 13-30. Содержание Cs и Ba крайне низкое (Cs (cpx) b.d.l., Cs (grt) b.d.l.-0.01 ppm, Ba_n (cpx) 0.004-0.25, Ba_n (grt) 0.002-0.08), только в двух образцах наблюдается отличное содержание Ba_n (cpx), в эклогите Cat-11 1.41 и значительно выше в эклогите Cat-23 – 16.4. Содержание стронция в lo-MgO и hi-Al₂O₃ эклогитах близко к уровню примитивной мантии (рис. 8.1.).

Таким образом, в lo-MgO и hi-Al₂O₃ эклогитах признаки наложенных метасоматических событий, затронувших центральные части зерен, наблюдаются только в одном образце – Cat-23. Они проявлены и в содержании других редких элементов (Zr, Hf, Nb, Ta), заметно

отличающемся от содержания этих элементов в породообразующих минералах lo-MgO и hi-Al₂O₃ эклогитов (прил. табл. 8-10).

Hi-MgO эклогиты.

В клинопироксенах из hi-MgO эклогитов отмечается завышенное содержание стронция (Sr_n 23-39), по отношению к другим группам эклогитов (Sr_n 0.8-5.7) и перидотиту (Cat-19, Sr_n 18), а также повышенное содержание LREE (рис. 4.2, 8.1, 8.2, прил. табл. 8). Содержание La в клинопироксенах 31-69 раз превышает содержание La в примитивной мантии (рис. 4.2), La_n/Yb_n 19-35. В клинопироксенах hi-MgO эклогитов крайне низкое Rb/Sr отношение (0.004-0.008), на 1-2 порядка ниже, чем в lo-MgO и hi-Al₂O₃ эклогитах. В клинопироксенах также наблюдается повышенное содержание Zr, Hf, Nb и Ta по отношению к содержанию этих же элементов в клинопироксенах из lo-MgO и hi-Al₂O₃ эклогитов и перидота (прил., табл. 8). Спектры распределения REE в гранатах и клинопироксенах отличаются повышенными содержаниями LREE (рис. 4.2). La/Sm отношение и в клинопироксенах, и в гранатах значительно выше, чем в этих же минералах из других групп эклогитов и перидотита (рис. 8.1, прил., табл. 8 и 9). Кроме того, в гранатах из hi-MgO эклогитов наблюдается повышенное содержание Ba и Sr (рис. 8.16, рис. 8.5, прил. табл. 9). Все перечисленные признаки указывают на существенное изменение hi-MgO эклогитов в присутствии флюида.



Рис. 8.1. А) La/Sm отношение в гранатах и клинопироксенах из различных групп мантийных эклогитов и перидотита; Б) La/Sm отношение и содержание Ва в гранатах из различных групп мантийных эклогитов и перидотита. Обозначения: 1 - hi-MgO эклогиты; 2 - lo-MgO эклогиты; 3 - hi-Al₂O₃-1 эклогиты; 4 - hi-Al₂O₃-2 эклогиты; 5 – перидотит (Cat-19); 6 – протоядра в гранатах hi-MgO эклогита, обр. Cat-6; 7 - измененный lo-MgO эклогит Cat-23.

8.2. Реконструированный валовый состав эклогитов

В последние 15-20 лет для геохимической характеристики мантийных эклогитов и выяснения их протолита широко используют реконструированные валовые составы, рассчитанные на основании модального состава породы и содержания REE и редких элементов в центральных неизмененных частях породообразующих минералов. Данный подход получил распространение, поскольку, общего валового состава для определения генезиса эклогитов недостаточно. В настоящей работе реконструированные валовые составы также используются только для выяснения первичного протолита мантийных эклогитов. Причины, по которым некорректно использовать данные прямых определений по валовым навескам:

а) Мантийные эклогитовые ксенолиты сильнотрещиноваты, по трещинам и в пустотах развиваются многочисленные вторичные минералы (плагиоклазы, калиевые и бариевые полевые шпаты, флогопит, амфиболы, апатит, серпентин и др.). В ходе пробоподготовки нет возможности выделить вторичные минералы, а их суммарное модальное содержание может достигать 5-10%.

По данным содержания петрогенных элементов в валовых пробах эклогитов (XRF анализ) и главных элементов в минеральных фазах соответствующих образцов, был рассчитан предполагаемый модальный состав эклогитов из трубки Катока (программа MC 2014 (Чудненко и др., 2014)). Согласно критерию качества расчета – разница между заданным (данные XRF анализа) и рассчитанным составом, только для четырех образцов модельный состав вычислен с удовлетворительной погрешностью. При расчете учитывались составы первичного граната и клинопироксена, новообразованного граната и клинопироксена, а также амфиболов, флогопита, рутила, ильменита, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кианита (в hi-Al₂O₃ эклогитах) и апатита. Расчеты показывают, что модальное содержание вторичных минералов составляет 4.5-10%. Визуальные оценки при изучении шлифов и плоско-полированных пластинок на поляризационном микроскопе сопоставимы с расчетными, суммарное содержание вторичных минеральных минеральных фаз не превышает 5-10%.

В эклогитовых ксенолитах трубки Катока присутствуют вторичные минералы, которые способны существенно исказить интерпретацию данных по содержанию редкоземельных и редких элементов: апатит с содержанием SrO (до 6.1 мас.%), Ce₂O₃ (до 2.0 мас.%), La₂O₃ (до 1.5 мас.%), Nd₂O₃ (до 0.6 мас.%), Sm₂O₃ (до 0.5 мас.%), Pr₂O₃ (около 0.1 мас.%); барит с содержанием BaO до 66 мас.% и SrO до 0.5 мас.%; бариевые полевые шпаты и бариевые цеолиты с содержанием BaO до 28 мас.%; измененные сульфидные фазы с содержанием NiO (до 17 мас.%), CuO (до 3.5 мас.%), V₂O₅ (до 1.1 мас.%); а также амфиболы (магнезио-катафорит,

паргасит, эденит); слюды флогопит–аннитового ряда; калиевые полевые шпаты и плагиоклазы; серпентин и хлорит.

Рисунок 8.2 иллюстрирует сравнение содержания главных оксидов (SiO₂, Al₂O₃ и CaO) в реконструированных валовых составах и в валовых составах, определенных методом XRF, относительно содержания MgO. Сравнение проведено таким образом, поскольку в составах эклогитов, полученных различными методами, наименьшая разница наблюдается в содержании именного этого оксида. Составы lo-MgO эклогитов, определенные методом XRF содержат меньше SiO₂, что может объясняться присутствием в навеске вторичных минералов с пониженным содержанием SiO₂ относительно клинопироксена или вовсе без SiO₂, например: амфиболов, слюд, хлорита, серпентина, барита, апатита, сульфидных фаз (рис. 8.2A).

Имеющиеся данные по содержанию редких элементов в валовых составах некоторых образцов эклогитов из трубки Катока, полученные методом ICP-MS, наглядно показывают влияние вторичной минерализации. В качестве примера выбраны образцы из одной группы – lo-MgO эклогитов. Содержание Ni в них варьирует от b.d.l. до 215 ppm, содержание Cu – от b.d.l. до 42 ppm, что, вероятно, связано с присутствием измененных сульфидных фаз. Содержание Sr меняется от 51 до 396 ppm из-за попадания плагиоклазов в навеску, а содержание Ва в различных образцах составляет от 44 до 623 ppm. Содержание P₂O₅ меняется от <0.05 до 1 мас.%, что, скорее всего, связано с присутствием апатита. Таким образом, можно говорить о существенном вкладе вторичных минералов в валовый состав эклогитовых ксенолитов.



Рис. 8.2. Содержание петрогенных элементов в валовом составе эклогитов. Обозначения: 1-4 – реконструированные валовые составы. Модальный состав эклогитов: 45%Cpx 45%Grt 10%Ky hi-Al₂O₃ эклогиты; 60%Cpx 40%Grt lo-MgO эклогиты; 50%Cpx 50%Grt hi-MgO эклогиты. Для каждого образца даны максимально возможные погрешности в модальном составе (мелкие значки): от 60%Cpx 30%Grt 10%Ky до 30%Cpx 60%Grt 10%Ky hi-Al₂O₃ эклогиты; от 70%Cpx 30%Grt до 30%Cpx 70%Grt lo-MgO эклогиты; от 70%Cpx 30%Grt до 30%Cpx 70%Grt hi-MgO эклогиты. 1 - hi-MgO эклогиты. 2 - lo-MgO эклогиты. 3 - hi-Al₂O₃-1 эклогиты. 4 - hi-Al₂O₃-2 эклогиты. 5-7 валовые составы эклогитов, определенные методом XRF. 5 - hi-MgO эклогиты. 6 - lo-MgO эклогиты. 7 -hi-Al₂O₃-2 эклогит.

б) В клинопироксенах из всех групп мантийных эклогитов встречены губчатые структуры (Taylor, Neal, 1989). Некоторые зерна (до 1х2 мм) могут быть полностью изменены. Образование губчатых структур происходит в результате совокупного воздействия декомпрессии при подъеме кимберлитов и флюидного потока, пропитывающего ксенолиты по трещинам, - все это создает условия для частичного плавления омфацита (Misra et al., 2004; Huang et al. 2012а). Влияние кимберлитового флюида на мантийные эклогиты подтверждается результатами изучения Rb-Sr изотопной системы (Huang et al. 2012a) и наличием характерных вторичных парагенезисов (Spetsius, Taylor, 2002; Misra et al., 2004). Часто такой флюид обогащает LREE новообразованный клинопироксен (клинопироксен 2-й генерации). Как показывают данные по содержанию REE в губчатых структурах из эклогитов трубки Катока, подобное обогащение может наблюдаться, по крайней мере, в нескольких образцах (прил. рис. 7), что также подтверждается данными изучения Sm-Nd изотопной системы (см. гл. 6). Недостаток Al₂O₃ и CaO в реконструированных валовых составах, особенно в некоторых lo-MgO эклогитах, вероятно, объясняется присутствием в валовых навесках разного количества клинопироксена, связанного с губчатыми структурами И измененного граната. Новообразованный клинопироксен содержит меньше Al₂O₃ и CaO и больше MgO, новообразованный гранат также содержит меньше CaO и больше MgO, - это отражается в положении большинства точек на рис. 8.2Б и 8.2В. Избыток этих элементов может объясняться присутствием вторичных минералов: апатита, амфибола и др.

в) Беспрецедентно высокое содержание Nb_2O_5 (7-10 мас.% в матрице и до 25 мас.% в отдельных зонах) и Ta_2O_5 (до 1 мас.% в матрице и до 4 мас.% в отдельных зонах) в рутилах из hi-MgO эклогитов, до этого не обнаруженное ни в одном и из мантийных ксенолитов в других объектах по всему миру, вероятнее всего, является результатом привноса этих компонентов вследствие воздействия мантийного флюида/расплава.

г) Распределение рутила – концентратора индикаторных редких элементов (Nb, Ta), в эклогитах не равномерное, часто присутствуют крупные зерна размером до 1x2 мм (рис. 3.12), их попадание или отсутствие в аналитической навеске может существенно исказить данные. Пересчет содержания Nb₂O₅, определенного на электронном сканирующем микроскопе с энергодисперсионной системой химического анализа, из мас.% в ppm в рутилах из lo-MgO эклогитов и комбинирование модальных составов эклогитов показывает, что различия в содержании этого элемента в образцах эклогитов, установленные методом ICP-MS, обусловлены, главным образом, попаданием разного количества рутила в навеску. Так, содержание Nb в валовом составе образцов Cat-1 и Cat-3, 6.15 и 69 ppm соответственно (табл. 4.1). Согласно расчетам в первом случае в эклогите содержится около 0.2% рутила, а во втором около 2.4%.

Методика применения пересчетов и возникающие ошибки подробно рассмотрены в работах (Jerde et al., 1993; Jacob 2004; Aulbach et al., 2007). Авторы последней публикации пришли к выводу, что в том случае, когда концентрации отдельных элементов велики и значительно различаются в минеральных модах, это может привести к существенным искажениям. Таким образом, в данной работе не используются реконструированные валовые содержания отдельных элементов: Ba, Sr, U, Cr. Кроме того, при обсуждении в тексте и сравнении на графиках оговариваются возможные ошибки, связанные с реконструированными валовыми составами. В остальных случаях при реконструкции состава биминеральных эклогитов ошибка в расчете пропорции гранат/клинопироксен до 30% существенно на интерпретацию данных не влияет (Jerde et al., 1993; Jacob 2004; Aulbach et al., 2007). Использование реконструированных валовых составов полностью оправдано при сравнении спектров распределения REE и мультиэлементных спектров. Авторами работы (Aulbach et al., 2007) проведены сопоставления распределений REE в ряде образцов мантийных эклогитов. Для каждого из них менялся модальный состав гранат/клинопироксен от 70/30 до 30/70. Оказалось, характер распределения REE почти не чувствителен к отношению гранат/клинопироксен в эклогитах. Данные настоящей работы подтверждают этот вывод, при сравнении кривых распределения REE используются поля с реконструированными валовыми составами с пропорциями гранат/клинопироксен от 70/30 до 30/70 (рис. 8.3). На основании модальных расчетов в программе МС 2014 (Чудненко и др., 2014), по данным содержания петрогенных элементов в валовых пробах эклогитов (XRF анализ) и главных элементов в минеральных фазах соответствующих образцов, а также в соответствии с визуальными оценками в шлифах и плоско-полированных пластинках при их изучении на поляризационном микроскопе, модальный состав lo-MgO и hi-Al₂O₃ определен, как Cpx 60%, Grt 40%, а в hi-MgO Cpx 50%, Grt 50%.

Реконструированные валовые составы lo-MgO и hi-Al₂O₃ эклогитов близки (рис. 8.3). В целом, hi-Al₂O₃ эклогиты чуть более обеднены наиболее подвижными LREE – La и Ce, а также HREE. В реконструированных спектрах hi-Al₂O₃ эклогитов, в отличие от lo-MgO хорошо выражена Eu аномалия. В hi-MgO эклогитах наблюдается повышенное содержание LREE из-за повышенного содержания LREE в клинопироксенах, которые слагают около 50% породы. На мультиэлементных спектрах эклогитов проявлены отрицательные аномалии, в отношении Pb и Ti в hi-MgO эклогитах (при учете 0.5-1 % рутила, отрицательная аномалия сохраняется). Выявлены положительные аномалии, во всех hi-Al₂O₃ и некоторых lo-MgO эклогитах по свинцу, а в hi-MgO эклогитах по Gd (рис. 8.4). Пик Gd в реконструированных составах hi-MgO эклогитов Связан с повышенным содержание Gd в клинопироксене (прил. табл. 8).



Рис. 8.3. Спектры распределения REE в реконструированных валовых составах мантийных эклогитов и возможных коровых протолитах, нормализованных относительно примитивной мантии (McDonough, Sun, 1995). А) Поля реконструированных валовых составов с пропорциями grt/cpx от 30/70 до 70/30. Б) Поля реконструированных валовых составов с пропорциями grt/cpx 40/60 для lo-MgO и hi-Al₂O₃ эклогитов и 50/50 для hi-MgO эклогитов. DM, EM1 и F-MORB (Рябчиков, 2006), N-MORB, E-MORB и OIB (Sun, McDonough, 1989), бонинитовая область (Murton et al., 1992; Pearce et al., 1992; Polat et al., 2002; Cooper et al., 2010; König et al., 2010; Reagan et al., 2010; Bénard, Ionov, 2012; Meffre et al., 2012), бо́льшая часть составов для построения бонинитовой области собрана с помощью базы данных PetDB (http://www.petdb.org).



Рис. 8.4. Мультиэлементные спектры распределения редких элементов для реконструированных валовых составах мантийных эклогитов с пропорциями grt/cpx 40/60 для lo-MgO и hi-Al₂O₃ эклогитов и 50/50 для hi-MgO эклогитов.

8.3. Протолит высокоглиноземистых эклогитов

В гранате и реконструированном валовом составе hi-Al₂O₃ эклогитов выявлены дугообразные спектры II типа (Jacob, 2004) (рис. 4.2, 8.3), которые, по мнению Д. Якоб, являются следствием проградного метаморфизма с образованием граната за счет плагиоклаза и подтверждают субдукционную природу мантийных эклогитов. В рамках этой гипотезы наблюдаемые спектры распределения REE и содержания редких элементов в гранатах и объяснить При клинопироксенах можно следующим образом. метаморфическом преобразовании габбро океанической коры в эклогит гранат растет по плагиоклазу, «наследуя» повышенное содержание LREE, в том числе, и Eu, что объясняет дугообразную форму спектров распределения REE. Только в габбро океанической коры есть крупные обособленные зерна плагиоклаза в большом количестве. Сохранение LREE (Nd, Sm, Eu) в гранатах обусловлено незавершившимся перераспределением REE между сосуществующим гранатом И клинопироксеном, вследствие которого указанные элементы должны были бы войти в структуру клинопироксена. Первичное отсутствие Еи аномалии в омфаците, по-видимому, связано с развитием омфацита по клино- или ортопироксену океанического габбро. На незавершившееся перераспределение REE между гранатом и клинопироксеном указывают

также: близкие содержания La и Ce в этих минералах (ppm): ^{grt}La 0.01-0.13, ^{grt}Ce 0.12-0.59, ^{cpx}La ^{срх}Се 0.14-0.60 (рис. 4.2). Перераспределение REE между гранатом и 0.02-0.14. клинопироксеном не прошло до конца, вероятно, из-за того, что гранат рос по относительно крупным зернам плагиоклаза. Таким образом, HREE не смогли войти в достаточном количестве в структуру новообразованного эклогитового граната, а LREE, в том числе Eu, содержавшиеся в высоких концентрациях в плагиоклазе не успели «перейти» в новообразованный омфацит до окончательного формирования эклогитов. По-видимому, этим и объясняется необычная дугообразная форма спектров распределения REE в гранатах с пониженным содержанием HREE из hi-Al₂O₃ эклогитов (рис. 4.2). Вероятно дополнительным фактором, повлиявшим на распределение REE между гранатом и клинопироксеном, стала относительная безводность габбро. Другим подтверждением роста граната по плагиоклазу в hi-Al₂O₃ эклогитах является «наследование» гранатами высоких содержаний Sr, не свойственных этому минералу. При этом гранаты из hi-Al₂O₃ эклогитов имеют низкое La/Sm отношение, что говорит об отсутствии влияния метасоматических процессов, приведших к обогащению стронцием и LREE (рис. 8.5). Другие геохимические и минералогические критерии, также свидетельствуют об отсутствии признаков мантийного и кимберлитового метасоматоза (см. Гл. 3 и 4).



Рис. 8.5. Содержание Sr (ppm) и La/Sm отношение в гранатах из различных типов эклогитов и перидотита. Обозначения: 1 - hi-MgO эклогиты; 2 - lo-MgO эклогиты; 3 – hi-Al₂O₃-1 эклогиты; 4 - hi-Al₂O₃-2 эклогиты; 5 – перидотит (Cat-19); 6 – протоядра в гранатах hi-MgO эклогита, обр. Cat-6; 7 - измененный lo-MgO эклогит Cat-23. Серой областью оконтурены точки составов гранатов из hi-Al₂O₃ эклогитов, которые, вероятно, росли за счет плагиоклаза. Коричневая область – составы гранатов из lo-MgO эклогитов.

Кроме того, само наличие кианита в hi-Al₂O₃ эклогитах связано с составом корового протолита, имеющего значительное содержание плагиоклаза (Jacob et al., 2009; Smit et al., 2014), что согласуется только с габбро океанической коры. Предположение о том, что кианит это продукт распада высокоглиноземистого клинопироксена (Caporuscio, Smyth, 1990; Jerde et al., 1993) не подтверждается взаимоотношениями кианита и породообразующих минералов ни в одном из образцов. Образование кианита также не может быть связано с гранатом, так как для выделения кианита как самостоятельной фазы требуется инконгруэнтное плавление граната при давлениях превышающих 6.5 ГПа и температурах свыше 1500° С (Бутвина и др., 2001).

Термобарометрические оценки для hi-Al₂O₃-1 эклогитов не превышают 1310°C и 60 кбар, а для hi-Al₂O₃-2 эклогитов составляют 900-1020°C и 35-41 кбар.

Данные по содержанию Y и Zr в породообразующих клинопироксенах и гранатах поддерживают гипотезу о комплементарных отношениях между hi-Al₂O₃ и lo-MgO эклогитами. Y и Zr ведут себя как несовместимые элементы, следовательно их должно быть меньше в кумулатных фазах, таких как габбро океанической коры, и больше в эффузивных изливающихся породах, таких как базальты. Различие в содержании Ү и Zr в породообразующих минералах мантийных эклогитов ИЗ трубки Катока наглядно продемонстрировано на рисунке 8.6 и в табл. 8 и 9 (Приложение). В гранатах и клинопироксенах hi-Al₂O₃ эклогитов установлены наименьшие содержания Y и низкие содержания Zr, что свидетельствует об их кумулатной природе. Аналогичные результаты получены для двух групп мантийных эклогитов из трубки Мир, Якутия (Beard et al., 1996). Кроме того, в реконструированных валовых составах hi-Al₂O₃ эклогитов Zr/Sm отношение составляет 10-19, что намного ниже по сравнению с lo-MgO эклогитами, где его пределы 14-61, и сопоставимо с Zr/Sm отношением в океанических габбро (рис. 8.7). Такие низкие Zr/Sm отношения говорят о высоком содержании плагиоклаза в протолите эклогитов, что может быть связано только с габбро океанической коры. Главным образом Zr/Sm отношение зависит от соотношения гранат/клинопироксен в эклогите и неважно был ли реконструирован валовый состав с рутилом или без него (Aulbach et al., 2007). Еще один признак габбро протолита повышенное Zr/Hf отношение для реконструированных валовых составов. Большинство hi-Al₂O₃ эклогитов (5 из 6 образцов) имеет значения Zr/Hf 26.6-38.3, вероятнее всего, связанные с содержанием Zr и Hf в протолите (рис. 8.7). Zr/Sm и Zr/Hf отношения в реконструированных валовых составах hi-Al₂O₃ эклогитов сходны с соответствующими реперными отношениями в океанических габбро из комплекса Максад, офиолиты Омана (Benoit et al., 1996) и современных габбро на юго-востоке и юго-западе Индийского хребта, данные бурения, глубины 500-1500 м (Hart et al., 1999; Bach et al., 2001) (рис. 8.7). Более того, Zr/Sm и Zr/Hf отношения для hi-Al₂O₃ эклогитов из трубки Катока коррелируют с теми же отношениями в аналогичных мантийных эклогитах из трубок кратона Слейв: Zr/Sm 7.9-28.5, Zr/Hf до 42.2 (Aulbach et al., 2007; Aulbach et al., 2011), для которых, как полагают авторы публикаций, океаническое габбро – наиболее вероятный протолит. Кроме того, повышенное содержание Al₂O₃ в валовых составах (17.4-18.7 мас.%, табл. 4.1) и реконструированных валовых составах (18.5-25.5 мас.%, для пропорций Grt:Cpx 40:60 до 60:40 с учетом кианита от 0 до 10%) hi-Al₂O₃ эклогитов оказывается гораздо выше содержания Al₂O₃ в наиболее распространенных типах океанических базальтов, за исключением высокоглиноземистых разновидностей (Panjasawatwong et al., 1995; Dongre et al.,

2015), что в совокупности с дугими признаками подразумевает габбро в качестве протолита этих эклогитов.

Hi-Al₂O₃-1 эклогиты характеризуются повышенной магнезиальностью (74-76, рис. 3.2), а в гранатах и клинопироксенах обнаружена примесь хрома 870-1170 и 990-1450 ррт соответственно (прил. табл. 8, 9). Данные по содержанию и распределению REE в Hi-Al₂O₃-1 эклогитах говорят о том, что, вероятнее всего, указанные черты связаны с локальной неоднородностью протолита эклогитов, например, со слабой степенью дифференцированности океанической коры относительно магматического источника. Это предположение подтверждается самым низким содержанием Y и Zr в клинопироксенах, среди всех групп эклогитов (рис. 8.6А). Повышенная магнезиальность и примесь хрома в породообразующих минералах hi-Al₂O₃-1 эклогитов могут быть также связаны с прослоями хромитов в океанической коре (Jacob et al., 1998; Snyder et al., 1998), но это менее вероятно, в противном случае содержание хрома было бы еще выше. Кроме того, состав изученных образцов hi-Al₂O₃ эклогитов и реперные отношения редких элементов в валовых пробах и породообразующих минералах отличаются от hi-Al₂O₃-2 эклогитов незначительно. Альтернативная точка зрения о том, что hi-Al₂O₃-1 эклогиты взаимодействовали с вмещающими перидотитами в мантии, не проходит проверку. При обосновании повышенной магнезиальности и примеси хрома в породообразующих минералах с помощью взаимодействия hi-Al₂O₃-1 эклогитов и окружающих перидотитов возникает ряд противоречий. Спектры распределения REE в клинопироксенах hi-Al₂O₃-1 и hi-Al₂O₃-2 эклогитов идентичны. Распределение REE в омфацитах hi-Al₂O₃-1 и hi-Al₂O₃-2 эклогитов сильно отличается от распределения REE в клинопироксене из перидотита (Cat-19), в то время как между спектрами клинопироксенов из hi-MgO эклогитов и перидотита близкое сходство. В hi-Al₂O₃ эклогитах наблюдается истощение LREE, вероятно, вследствие частичного плавления и миграции расплава. При переуравновешивании с окружающей мантией должно было произойти повторное обогащение LREE. Таким образом, повышенная магнезиальность и примесь хрома в породообразующих минералах hi-Al₂O₃-1 эклогитов, с большей долей вероятности, связана с особенностями протолита, который, по-видимому, представлял собой слабо дифференцированную нижнюю часть слоя габбро древней океанической коры.



Рис. 8.6. А) Содержание Zr и Y в клинопироксенах из различных групп эклогитов, показывающее их связь с вероятным протолитом и изменение вследствие метасоматического воздействия. Б) Содержание Zr и Y в гранатах из различных групп эклогитов. Серая область показывает поле составов hi-Al₂O₃ эклогитов.



Рис. 8.7. Диаграмма Zr/Sm vs. Zr/Hf для реконструированных валовых составов lo-MgO и hi-Al₂O₃ эклогитов. Для каждого образца мантийного эклогита помимо реконструированного валового состава с пропорциями grt/cpx 40/60 (крупные значки) даны также погрешности, которые определены как grt/cpx 30/70 и 70/30 (мелкие значки). Обозначения: 1 - lo-MgO эклогиты; 2 - измененный lo-MgO эклогит Cat-23; 3 - hi-Al₂O₃-1 эклогиты; 4 - hi-Al₂O₃-2 эклогиты; 5 - бониниты (образцы 242670 и 462945) из работы (Polat et al., 2002); 6-8 - тренды изменения состава рестита частичного плавления бонинитов с соотношением grt/cpx, равным 40%/ 60%, 50%/50% и 60%/40%,

соответственно. Каждый знак на линии частичного плавления обозначает рестит, степень частичного плавления увеличивается от 5 до 65% с шагом +10%. А) Частичное плавление «бонинита» в условиях 1100°С и 30 кбар, содержание H₂O около 10 мас.%. Б) Частичное плавление «бонинита» в условиях 1160°С и 40 кбар, содержание H₂O около 15 мас.%. Коэффициенты распределения гранат/расплав, клинопироксен/расплав взяты из работы (Green et al., 2000). Поле «Габбро офиолитовых комплексов» построено по данным составов океанических габбро из комплекса Максад, офиолиты Омана (Benoit et al., 1996), всего 38 образцов. Поле «Современные океанические габбро» построено по данным составов современных габбро на юго-востоке и юго-западе Индийского хребта, данные бурения, глубины 500-1500 м (Hart et al., 1999; Bach et al., 2001), всего 55 образцов. Поле «Бониниты» построено по данным составов (Murton et al., 1992; Pearce et al., 1992; Polat et al., 2002; Cooper et al., 2010; König et al., 2010; Reagan et al., 2010; Bénard, Ionov, 2012; Meffre et al., 2012), бо́льшая часть составов для построения бонинитовой области собрана с помощью базы данных PetDB (http://www.petdb.org), всего 124 образца. Поле «MORB» построено по данным составов океанических базальтов, всего более 3000 образцов, все данные собраны с помощью PetDB (http://www.petdb.org).

Спектры распределения REE в реконструированных валовых составах hi-Al₂O₃ эклогитов близки к спектрам распределения в океанических габброноритах, ol-габбро и троктолитах (рис. 8.8).

Относительно некоторых разновидностей океанических габбро hi-Al₂O₃ эклогиты несколько обеднены LREE. Это может говорить о частичном плавлении эклогитов образованных по габбро в мантии (в зоне субдукции) (рис. 8.8, 8.9). Однако в таком случе придется предположить, что «аномальные» спектры гранатов из hi-Al₂O₃ эклогитов содержали еще больше LREE и Sr, но поскольку в результате частичного плавления указанные несовместимые элементы должны были бы в первую очередь «уйти» из граната в расплав, подобное допущение маловероятно. Тем не менее, было проведено моделирование частичного плавления океанического габбро в условиях около 1500° C и 45 кбар, в приложении к hi-Al₂O₃ эклогитам, которое дало следующие результаты. Hi-Al₂O₃ эклогиты могли образоваться по реститу, оставшемуся после частичного плавления метаморфизованного океанического габбро в мантийных условиях, при этом степень частичного плавления составляла около 5-35% (рис. 8.9). Исходный химический состав габбро и коэффициенты распределения между гранатом и расплавом, и клинопироксеном и расплавом взяты из работы (Yaxley, Sobolev, 2007). Расхождение в спектрах распределения в области HREE, объясняется тем, что в hi-Al₂O₃ эклогитах гранат рос по плагиоклазу, в определенной мере «наследуя» содержания REE, в то

время как для эксперимента использовался образец природного оливинового габбро океанической коры (Ю.-З. Индийского хребта, глубина 1143 м), растертый в порошок, а затем расплавленный при 1300°С и превращенный в гомогенное стекло (Yaxley, Sobolev, 2007). Относительно низкие степени плавления эклогитов образованных по габбро близкому к тому, что использовался В моделировании (рис. 8.9), может объясняться меньшей водонасыщенностью по сравнению с базальтами и, следовательно, более длительной сохранностью первичной минеральной магматической ассоциации. Обнаружено, что габбровый парагенезис Ol-Opx-Aug-Pl, может полностью сохранятся вплоть до давлений порядка 30 кбар, вне предела стабильности плагиоклаза, если отсутствует водосодержащий флюид (Zhang, Liou, 1997; Кориковский, 2005).



Рис. 8.8. Спектры распределения REE в реконструированных валовых составах hi-Al₂O₃ мантийных эклогитов и возможных коровых протолитах, нормализованных относительно примитивной мантии (McDonough, Sun, 1995). Для построения поля реконструированных валовых составов hi-Al₂O₃ эклогитов использованы пропорции grt/cpx от 30/70 до 70/30. Составы Ol габбро, троктолитов и габброноритов взяты из работы (Benoit et al., 1996), состав F-MORB – (Рябчиков, 2006), составы N-MORB и E-MORB – (Sun, McDonough, 1989).



Рис. 8.9. Сравнение спектров распределения REE в реконструированных валовых составах hi-Al₂O₃ эклогитов, океаническом габбро – вероятном протолите этих эклогитов и реститах, оставшихся после высокотемпературного и высокобарического частичного плавления «габбро» (степень плавления указана рядом с соответствующими спектрами). Использованы коэффициенты распределения (гранат, клинопироксен)/расплав для условий около 1500°С и 45 кбар (Yaxley, Sobolev, 2007), модальный состав представлен как 40% grt, 60% срх, в соответствии с предполагаемым модальным составом hi-Al₂O₃ эклогитов. Составы пород нормированы относительно примитивной мантии (McDonough, Sun, 1995). Серая область – реконструированные валовые составы hi-Al₂O₃ эклогитов с пропорциями grt/срх от 70/30 до 30/70, для построения спектров hi-Al₂O₃ эклогитов использовалось отношение 40/60.

8.4. Протолит низкомагнезиальных эклогитов

Lo-MgO эклогиты обладают своим уникальным набором признаков, что позволяет говорить о характере их протолита. В отличие от $hi-Al_2O_3$ эклогитов, чьим протолитом, вероятнее всего, были почти безводные габбронориты, оливиновые габбро или габбро океанической коры, для lo-MgO эклогитов протолитом могли послужить водонасыщение базальты. Относительная гомогенность базальтов и их водонасыщенность, по-видимому, обусловили сравнительно быстрое перераспределение REE между гранатом и омфацитом. В

противовес hi-Al₂O₃ эклогитам в lo-MgO образцах нет повышенного содержания Sr в гранатах (рис. 8.5), но наблюдается повышенное содержание У и примерно такое же или повышенное содержание Zr в клинопироксене и гранате, что опровергает их кумулатную природу и поддерживает вывод о комплементаронсти между hi-Al₂O₃ и lo-MgO эклогитами (рис. 8.6). Zr/Sm и Zr/Hf отношения в реконструированных валовых составах также заметно отличаются от подобных отношений в hi-Al₂O₃ эклогитах и океанических габбро. Некоторые образцы попадают в поле составов бонинитов, а измененный образец Cat-23 лежит в области пересечения составов бонинитов и MORB (рис. 8.7). Zr/Hf отношение для реконструированных валовых составов большинства lo-MgO эклогитов (8 из 10) имеет субхондритовые значения 20.6-32.8, вероятнее всего, связанные с бонинитовым составом протолита. К тому же, полученные отношения близки к таковым для эклогитов из трубок кратона Слейв 21.7-29.8 (Aulbach et al., 2007; Aulbach et al., 2011), для которых, как полагают авторы публикаций, бониниты – наиболее вероятный протолит. Только для двух образцов установлены более низкие отношения 13.5 и 15.6. На мультиэлементных диаграммах (рис. 4.1 и 8.4) хорошо проявлен пик Рb, сходный с пиком Pb в древних бонинитовых сериях Западной Гренландии (Polat et al., 2002; Aulbach et al., 2007). Lo-MgO эклогиты характеризуются Nb минимумом (прил. табл. 10), близким к таковому в бонинитах (Li et al., 2013). При характеристике минимума Nb использованы данные реконструированного валового состава эклогитов без рутила. При учете 0.5-1% рутила, содержание Nb в lo-MgO эклогитах составляет 14-28 ppm и превышает содержания во всех возможных коровых протолитах (0.1-0.8 ррт в бонинитах, 0.03-7.6 ррт в океанических габбро (ссылки к рис. 8.3), 2.3 ppm в N-MORB, 8.3 ppm в E-MORB (Sun, McDonough, 1989)). В целом реконструированные валовые составы, рассчитанные с учетом рутила, согласуются с данными, полученными при анализе валовой навески методом ІСР-МС, в которых содержание Nb составляет 6-27 ppm (5 образцов) и 69 ppm (1 образец). Таким образом, повышенные концентрации ниобия в рутилах, а возможно и сами рутилы, могут быть не связаны с первичным протолитом. На дискриминационных диаграммах для базальтов точки реконструированных валовых составов lo-MgO эклогитов попадают: в поле «островодужные базальты» на диаграмме Zr/Y – Zr (Pearce, Norry, 1979); в поле «N-MORB и островодужные базальты» на диаграмме Zr/4-Nb*2-Y (Meschede, 1986); «островодужных толеитов» – «бонинитов» на дискриминационной диаграмме для базальтов MnO-TiO2-P2O5 (валовый состав эклогитов определен методом XRF) (Mullen, 1983).

В спектрах распределения REE в гранатах, клинопироксенах и реконструированных валовых составах из lo-MgO эклогитов нет каких-либо аномалий (рис. 4.2 и 8.3). Содержание и распределение REE в реконструированных валовых составах lo-MgO эклогитов ближе к бонинитам и N-MORB (рис. 8.3), чем к другим возможным протолитам, за исключением

пониженного содержания LREE, которое говорит о частичном плавлении протолита эклогитов в мантии (в зоне субдукции) (рис. 8.3, 8.10, 8.12). На это также указывает распределение REE в спектрах клинопироксенов (рис. 4.2), низкое La/Lu отношение (рис. 8.10) и La_n/Yb_n, а также крайне низкое содержание наиболее подвижных LREE – La и Ce (прил. табл. 8, 10). Таким образом, все образцы lo-MgO эклогитов, кроме метасоматизированного Cat-23, демонстрируют явные признаки частичного плавления.

Моделирование частичного плавления природных бонинтовых образцов, показывает, что lo-MgO эклогиты вполне могли образоваться по реститу, оставшемуся после плавления метаморфизованных бонинитов в зоне субдукции. Спектры распределения REE в реститах, оставшихся после частичного плавления «бонинита» (эклогита, образованного по бониниту), хорошо согласуются со спектрами распределения в реконструированных валовых составах lo-MgO эклогитов (рис. 8.11). Реститовые тренды со степенями плавления 35-65% хорошо соответствуют составам, наблюдаемым в некоторых lo-MgO эклогитах (рис. 8.7, 8.10, 8.11). Более того, эклогиты с Zr/Sm отношением выше 40, не могли образоваться по базальтам (рис. 8.7). Моделирование с MORB-типа или ПО ИХ реститам использованием экспериментальных данных для различных РТ-условий показывает, что плавление водосодержащих «бонинитов» (10-15 мас.% H₂O), вероятнее всего, происходило при T=1100-1200°С и Р=30-40 кбар.



Рис. 8.10. Диаграмма Zr/Hf vs. La/Lu для реконструированных валовых составов эклогитов. Поля бонинитов и габбро выделены по данным (Aulbach et al., 2011). Для каждого образца мантийного эклогита помимо реконструированного валового состава с пропорциями grt/cpx 40/60 (крупные значки) даны также погрешности, которые определены как grt/cpx 30/70 и 70/30 (мелкие значки). Обозначения: 1 - hi-MgO эклогиты; 2 - lo-MgO эклогиты; 3 – hi-Al₂O₃-1 эклогиты; 4 – hi-Al₂O₃-2 эклогиты; 5 – составы бонинитов, образцы 242670 и 462945 из работы (Polat et al., 2002); 6-7 рестит после плавления бонинитов (степень частичного плавления 5-65%), модальный состав grt/cpx 50/50 и 40/60 соответственно. Каждый знак на тренде частичного плавления обозначает рестит, степень частичного плавления увеличивается от 5% с шагом +10%. Коэффициенты распределения элементов гранат/расплав и клинопироксен/расплав взяты из работы (Green et al., 2000). А) Частичное плавление «бонинита» в условиях 1100° С и 30 кбар, содержание H₂O около 10 мас.%. Б) Частичное плавление «бонинита» в условиях 1160° С и 40 кбар, содержание H₂O около 15 мас.%.



Рис. 8.11. Сравнение спектров распределения REE в реконструированных валовых составах lo-MgO эклогитов, бонините – вероятном протолите эклогитов и реститах, оставшихся после частичного плавления «бонинита». Состав бонинта – обр. 242670 из работы (Polat et al., 2002). А) Частичное плавление «бонинита» в условиях 1100°С и 30 кбар, содержание H₂O около 10 мас.%. Б) Частичное плавление «бонинита» в условиях 1100°С и 30 кбар, содержание H₂O около 10 мас.%. Б) Частичное плавление «бонинита» в условиях 1160°С и 40 кбар, содержание H₂O около 15 мас.%. Коэффициенты распределения гранат/расплав, клинопироксен/расплав взяты из работы (Green et al., 2000), модальный состав представлен как 40% grt, 60% срх, в соответствии с предполагаемым модальным составом lo-MgO эклогитов. Содержание элементов нормировано относительно примитивной мантии (McDonough, Sun, 1995). Серая область – реконструированные валовые составы lo-MgO эклогитов с пропорциями grt/срх от 70/30 до 30/70, для построения спектров lo-MgO эклогитов использовалось отношение 40/60.

8.5. Протолит высокомагнезиальных эклогитов

Принципиально иные минералогические и геохимические характеристики имеют hi-MgO эклогиты.

На основании полученных минералогических, петрографических и геохимических данных генезис hi-MgO эклогитов может рассматриваться в контексте двух гипотез, кристаллизации непосредственно из первично мантийного расплава и перекристаллизации lo-MgO эклогитов или другого протолита в условиях мантии. Ни одна из гипотез не может быть окончательно подтверждена с помощью имеющихся данных, однако больше косвенных признаков указывает на перекристаллизацию. Данные по содержанию REE свидетельствуют о сильном флюидном воздействии, возможно, полной перекристаллизации hi-MgO эклогитов в присутствии мантийного флюида/расплава (см. раздел 8.1). В неизмененных клинопироксенах из hi-MgO эклогитов и из перидотита (Cat-19) идентичные спектры распределения REE (рис. 4.2). Это указывает на отсутствие непосредственной генетической связи между перидотитами и hi-MgO эклогитами, без участия дополнительных процессов. Более того, в клинопироксенах и гранатах из hi-MgO эклогитов повышено La/Sm отношение и содержание Ba, Sr и LREE, относительно перидотита Cat-19 (рис. 4.2, 8.1, 8.5, 8.12, прил. табл. 8). Содержания и отношения некоторых редких элементов в протоядрах наиболее крупных зерен граната (обр. Cat-6) могут указывать на их связь с гранатами lo-MgO эклогитов или первичным коровым протолитом. Состав протоядер по главным элементам занимает промежуточное положение между составами гомогенизированных гранатов в lo-MgO и hi-MgO эклогитах (рис. 3.3, 3.14, 8.12). В протоядрах установлены повышенные Rb/Sr отношения (52.64 и 80.41). Они ближе всего к таковым в lo-MgO эклогитах, 14.48-51.52. В hi-MgO и hi-Al₂O₃ эклогитах Rb/Sr отношение 4.22-11.81 и 5.28-15.25 соответственно. Содержание Sr в протоядрах также сильно отличается от его содержания в гранатах из hi-MgO эклогитов и ближе всего к содержанию в гранатах из lo-MgO эклогитов (рис. 8.5). В протоядрах наблюдается несколько пониженное содержание всех REE (La_n 0.04-0.06, Lu_n 7.06-7.08) по сравнению с полностью перекристаллизованным мелкозернистым гранатом (La_n 0.40, Lu_n 13.36) (рис. 4.2, прил., табл. 9). Содержание Сг в протоядрах (328 и 361 ррт) обычно превышает содержание Cr в гранатах из lo-MgO эклогитов (187-435 ppm), но не достигает значений наблюдаемых в гранатах матрикса hi-MgO эклогитов (429-1398 ppm). Измененные фазы в периферических частях гранатов в lo-MgO эклогитах обогащаются MgO и обедняются FeO, вплоть до составов, характерных для центральных гомогенных частей породообразующих минералов hi-MgO эклогитов (рис. 3.7, 3.8, 3.9, прил., табл. 3). Сопоставление состава гранатов в этих измененных фазах из lo-MgO эклогитов и в протоядрах hi-MgO эклогитов показало, что последние стадии изменения, соотвествующие самому

магнезиальному гранату наиболее близки по содержанию главных и редких элементов к протоядрам (рис. 8.12). Гранат из lo-MgO эклогитов во вторичных каймах обогащается LREE и Ва примерно до концентраций этих элементов, определенных в протоядрах. В результате дальнейшего измения протоядер содержание LREE и Ва в конечном гранате hi-MgO эклогитов оказывается еще выше. При этом в пироповом гранате из перидотита наблюдается приблизительно такое же содержание главных элементов, но содержание LREE и Ва намного ниже. Подобные данные могут свидетельствовать В пользу метасоматической перекристаллизации lo-MgO эклогитов до hi-MgO эклогитов. Присутствие флюида, вероятно, «ускорило» диффузные реакции между эклогитом и окружающим перидотитом в мантии, что привело к обогащению конечных hi-MgO эклогитов хромом (рис. 8.12, Гл. 3).



Рис. 8.12. Сравнение состава граната в протоядрах hi-MgO эклогитов и в измененны вторичных каймах lo-MgO эклогитов. Красная обрасть – составы гранатов из hi-MgO эклогитов и перидотита; зеленая область – составы гранатов из lo-MgO эклогитов; синяя область – составы гранатов из hi-Al₂O₃-1 эклогитов. Синей стрелкой показано направление изменения состава гранатов из hi-Al₂O₃-1 эклогитов.

Характер проявления измененных гранатовых фаз в lo-MgO эклогитах также говорит скорее о метасоматическом процессе. Они не имеют выдержанной протяженности по всему периметру зерна, их ширина на различных краях зерен сильно варьирует, а где-то они могут быть вовсе не проявлены (прил., рис. 3). Вторичные преобразования в гранатах hi-MgO эклогитов не встречаются. Это можно рассматривать как довод в пользу того, что изменение

гранатов с повышением их магнезиальности и уменьшением железистости происходило не во время выноса кимберлитами, как в случае с клинопироксенами (см. ниже), а в мантии. В hi-Al₂O₃ и lo-MgO эклогитах проявлены начальные этапы перекристаллизации граната, вероятно, в присутствии флюида/расплава. Нi-MgO эклогиты – уже конечный продукт перекристаллизации и гомогенизации, которая в отдельных образцах прошла не до конца (обр.Cat-6: протоядра; обр. Cat-2: изменчивость содержания петрогенных элементов в центральных частях клинопироксенов в пределах 0.5-0.7 мас.%). Структурно-текстурные признаки, наблюдаемые в образцах Cat-2 и Cat-6, вероятно, свидетельствуют о прошедшей перекристаллизации (Гл. 3.3).

В настоящей работе подробно рассматриваются только доводы в пользу перекристаллизации в мантии lo-MgO эклогитов или корового протолита с образованием hi-MgO эклогитов:

1) Ні-МgO эклогиты и клинопироксены из них в отличие от lo-MgO и hi-Al₂O₃ эклогитов, обогащены LREE (рис. 4.2, 8.1, 8.10), при этом форма спектров распределения REE в омфацитах практически полностью повторяет спектр распределения REE с идентичным положительным пиком Gd в клинопироксене из перидотитового ксенолита Cat-19 (рис. 4.2). Кроме того, в клинопироксенах и гранатах из hi-MgO эклогитов эклогитов повышено La/Sm отношение и содержание Ba, Sr и LREE, относительно перидотита Cat-19 (рис. 4.2, 8.1, 8.5, 8.10, прил. табл. 8, 9). Все эти признаки позволяют говорить об отсутствии непосредственной генетической связи между hi-MgO эклогитами и перидотитами.

2) Повышенная магнезиальность в клинопироксенах и реконструированных валовых составах из hi-MgO эклогитов в совокупности с повышенным содержанием LREE, Ba и Sr в этих породах (рис. 4.1, 4.2, 8.1, 8.3, 8.5, 8.10, 8.12, прил. табл. 8, 9) может рассматриваться как еще один признак перекристаллизации. В последних работах, обсуждающих генезис эклогитов из трубки Робертс Виктор (Gréau et al. 2011; Huang et al., 2012b; Huang et al., 2014), авторы привели данные в пользу того, что эклогиты типа I, вероятно, образовались в результате перекристаллизации эклогитов типа II. Эклогиты I типа характеризуются повышенным содержанием LREE, главным образом, за счет их концентрации в клинопироксенах, и повышенным содержанием MgO в валовом составе эклогитов и в гранатах. Повышение LREE в мантийных эклогитах давно связывается многими исследователями с присутствием флюида, однако, перекристаллизация со значительным повышением MgO вызывает определенные сомнения. Разница в содержании MgO между lo-MgO и hi-MgO эклогитами из трубки Катока и эклогитами I и II типов трубки Робертс Виктор сопоставима и достигает 7 мас.% (данные XRF и реконструированных валовых составов). Авторы, исследовавшие ксенолиты из кимберлитов Робертс Виктор, основывают свои предположения на данных, изложенных в публикации

(Ireland, et al., 1994). Т. Иреланд с коллегами изучал алмазоносные мантийные эклогиты трубки Удачная и включения эклогитового парагенезиса в алмазах из них. В результате было обнаружено, что составы включений и породообразующих минералов эклогитовых ксенолитов различаются не только по редким, но и по главным элементам. Магнезиальность алмазоносных эклогитов намного выше, чем в эклогитовых включениях, забронированных в алмазах. В других работах, посвященных аналогичным исследованиям, сделаны схожие выводы (Буланова, 1985; Буланова и др., 1993; Viljoen et al., 2010; и др.). Это натолкнуло авторов на мысль о том, что метасоматическое событие, возможно, связанное с образованием алмазов вызвало частичную перекристаллизацию эклогитов с повышением LREE и магнезиальности. Таким образом, Ю. Грю и его коллеги пришли к выводу, что корреляция между содержанием MgO в реконструированных валовых пробах и суммой LREE в клинопироксенах не случайна. Подобная корреляция наблюдается и в эклогитах трубки Катока (рис. 8.13). При сравнении эклогитов из трубок Катока и Робертс Виктор, разница в содержании MgO между соответствующими группами эклогитов сопоставима, а различие в содержании LREE в омфацитах более контрастно проявлено в ксенолитах трубки Катока. Сумма LREE (La+Ce+Nd+Sm+Eu) в клинопироксенах из I и II типов эклогитов трубки Робертс Виктор варьирует в пределах 5-40 и 0-5 ppm соответственно, в то время как содержание LREE в клинопироксенах из hi-MgO и lo-MgO эклогитов трубки Катока составляет 118-244 и 0.5-10 ррт соответственно. Только в измененном образце lo-MgO эклогита Cat-23 сумма достигла 33 ррт, но вероятнее всего, такое значение является результатом другого метасоматического события. Следует отметить, что в новообразованном клинопироксене из губчатых структур в lo-MgO эклогитах содержание LREE повышено по отношению к гомогенным неизмененным частям зерен, однако оно не достигает таких значений, как в омфацитах из hi-MgO эклогитов (рис. 8.13). Это говорит о том, что метасоматическое воздействие, вызванное кимберлитовым флюидом во время выноса эклогитов, не сопоставимо с мантийным метасоматозом, повлиявшим на hi-MgO эклогиты.



Рис. 8.13. ΣLREE* cpx (ppm) = La+Ce+Nd+Sm+Eu. Cat-18_Alt – клинопироксен из губчатых структур hi-MgO эклогита Cat-18.

3) La/Sm отношение в клинопироксенах и гранатах, и содержание Sr в гранатах, намного выше, чем в остальных эклогитах и вмещающем перидотите (рис. 8.1, 8.5);

4) Повышенное содержание Y и Zr в клинопироксене (рис. 8.6), превышающее содержание этих элементов в других группах эклогитов.

6) Беспрецедентно высокое содержание Nb₂O₅ (7-11 мас.% в матрице и до 25 мас.% в отдельных зонах) и Ta₂O₅ (до 1 мас.% в матрице и до 4 мас.% в отдельных зонах) в рутилах из hi-MgO эклогитов (рис. 3.16), до этого не обнаруженное ни в одном и из мантийных ксенолитов в других объектах по всему миру, скорее всего, является следствием значительного воздействия мантийного флюида/расплава, а вероятно и перекристаллизации. В двух зернах рутила из hi-MgO эклогитов в прикраевой части были обнаружены небольшие (до 10x10 μ m) петлеобразные и неправильной формы участки с содержанием Nb₂O₅ до 25 мас. % и Ta₂O₅ до 4 мас. % (рис. 3.15). Природа этих участков пока до конца не ясна. Локализация в прикраевой части зерен, неопределенность формы выделения и их редкость (два зерна из более чем двух десятков

изученных) говорит о том, что они, возможно, образовались вследствие частичного плавления, тем более что сами зерна несут следы пластической деформации. Изучение титанатных бинарных систем показывает, что это весьма тугоплавкие вещества: температуры плавления веществ в системе TiO_2 - FeO колеблются около 1400°C (Johnson et al, 1971), а наличие примесей, повышает температуру плавления. В системе TiO_2 - Nb_2O_5 плавление начинается около 1470°C (Галахов – отв. ред., 1985), а в системе TiO_2 - MgO – около 1620°C (Johnson et al, 1971; Галахов – отв. ред., 1985). Согласно термобарометрическим оценкам hi-MgO тип эклогитов является самым высокотемпературным и высокобарическим среди эклогитов трубки Катока (рис. 5.1, табл. 6.1). Возможно, данные ксенолиты образовались при температурах около 1300°C. Приведенные экспериментальные исследования титанатных систем, имеющие прямое отношение к высокониобиевым (ильменорутиловым) фазам косвенно подтверждают наш вывод. Однако следует учитывать, что все эксперименты производились при атмосферном давлении, а система TiO_2 - Nb₂O₅ изучена в диапазоне от 70%Nb₂O₅30%TiO₂ до 100%Nb₂O₅.

7) Данные по содержанию Li в клинопироксенах хорошо согласуются с выдвинутыми гипотезами и дополняют их. Авторы статьи (Woodland, et al., 2002) предложили рассматривать содержание Li как генетический критерий для мантийных эклогитов. Омфациты из hi-Al₂O₃ и lo-MgO эклогитов попадают в высоколитиевую группу, содержание Li в них составляет 7.12-22.91 ppm, корме образца Cat-15 – 2.47 ppm. Такое высокое содержание Li свидетельствует в пользу корового источника эклогитов. Клинопироксены из hi-MgO эклогитов оказались в низколитиевой группе, содержание Li в них 1.02-2.37 ppm, что подкрепляет точку зрения об их перекристаллизации в присутствии мантийного флюида/расплава. По мнению А. Вудланда и его коллег низкое содержание Li, особенно в клинопироксенах мантийных эклогитов (до 3.7 ррт), говорит о значительном влиянии мантийного расплава, взаимодействовавшего с эклогитами, а возможно и об их высокобарической кумулатной природе вследствие кристаллизации из подобного расплава. Моделирование частичного плавления lo-MgO и hi-Al₂O₃ эклогитов показало, что различие в содержании Li в образцах из этих групп, вероятно связано со степенью частичного плавления протолита/эклогита в мантии (в зоне субдукции), при этом она, скорее всего, не превышала 65%, что хорошо согласуется с оценками, полученными ранее (см. выше). С другой стороны, содержание Li в реститах, оставшиеся после плавления 65% lo-MgO эклогитов не соответствует содержанию Li в hi-MgO (рис. 8.14). Это может быть объяснено практически полной перекристаллизацией протолита/эклогита в мантийных условиях при участии мантийного флюида/расплава.

Наравне с этими признаками, содержание многих других редких элементов и их отношения сильно отличаются от аналогичных не только по сравнению с остальными мантийными эклогитами из трубки Катока (табл. 4.1, прил. табл. 8-10), но и со всеми
возможными коровыми протолитами. Таким образом, не отсталость каких-либо достоверных признаков, по которым можно было бы идентифицировать hi-MgO эклогиты с их возможным протолитом.

Отсутствие зональности по петрогенным, REE и редким элементам в клинопироксенах и гранатах из hi-MgO эклогитов говорит о том, что метасоматическое событие должно было произойти задолго до выноса верхнеманийных эклогитов кимберлитовыми магмами.



Рис. 8.14. Содержание лития в гранатах и клинопироксенах (ppm) из различных групп эклогитов. Поля низколитиевых и высоколитиевых эклогитов выделены согласно данным (Woodland, et al., 2002). Обозначения: 1 - hi-MgO эклогиты; 2 - lo-MgO эклогиты; 3 - hi-Al₂O₃-1 эклогиты; 4 - hi-Al₂O₃-2 эклогиты; 5 – измененный lo-MgO эклогит Cat-23; 6 и 7 – рестит после частичного плавления lo-MgO эклогитов, степень частичного плавления 5-65%; 8 – рестит после частичного плавления hi-Al₂O₃ эклогитов, степень частичного плавления 5-65%; 9 – рестит после частичного плавления измененного lo-MgO эклогита Cat-23, степень частичного плавления 5-65%. Каждый знак на линии частичного плавления обозначает рестит, степень

частичного плавления увеличивается от 5% с шагом +10%. Частичное плавление эклогитов рассчитано с использованием коэффициентов распределения гранат/расплав, клинопироксен/расплав для эклогита при T=1400°C и P=30 кбар (Klemme et al., 2002). Модальный состав эклогитов, используемый в расчетах 40% grt, 60% срх.

Выяснение состава флюида воздействовавшего на hi-MgO – крайне сложная задача, которая может не дать однозначного результата. Последние исследования мантийных эклогитов из различных регионов мира показывают, что они подвергаются в мантии многоэтапному метасоматическому воздействию (Jacob et al., 2009; Huang et al. 2012b; Aulbach et al., 2013; и др.). В одной из последних работ, посвященной верхнемантийным алмазоносным эклогитам из кимберлитовых трубок Сибирского кратона, авторы пришли к выводу об участии как минимум трех событий, приведших к образованию алмазов в эклогитах. При этом вторичная сульфидная минерализация также связанная с присутствием мантийного флюида/расплава не коррелирует с алмазной минерализацией и может являться следствием еще одного этапа (Howarth et al., 2015). Все это указывает на многостадийное изменение эклогитов в мантии. В результате геохимические и изотопные характеристики эклогитов будут маркировать не какой-либо один метасоматический процесс, а являться следствием комбинации различных событий.

8.6. Наложенные мантийные процессы

Метасоматические процессы, связанные с привносом сульфидных фаз (Gréau et al., 2011; Gréau et al., 2013), отмечены во всех типах эклогитов трубки Катока. Находки полифазных сульфидных ассоциаций были описаны в эклогитовых ксенолитах из трубки Удачная, Восточная Сибирь (Гаранин, Рогожина, 2003), трубок кратона Слэйв, Канада (Aulbach et al., 2009), трубки Робертс Виктор, Южная Африка (Gréau et al., 2013). В приведенных работах предполагается, что сульфидные включения в породообразующих гранатах и клинопироксенах, обедненные никелем (в среднем 6 ат.%), могут быть связаны с коровым протолитом мантинйых эклогитов, а интерстиционные сульфиды, обогащенные никелем (в среднем 12 ат.%), относятся к наложенному этапу минерализации и могут иметь отношение к перидотитам (Aulbach et al., 2009). Такой вывод сделан на основании анализа находок включений сульфидов в алмазах P- и Е-типов и сульфидов в перидотитах и их Re-Os систематики. В эклогитах из трубки Робертс Виктор (Gréau et al., 2013) сульфиды ассоциируют только с эклогитами типа I и не найдены в эклогитах типа II. Детальное исследование сульфидных включений в породообразующих минералах эклогитовых ксенолитов и интерстиционных сульфидов показало их когенетичность и наложенное метасоматическое происхождение по отношению к эклогитам в обоих случаях.

Разложение сульфидных фаз, замещение сульфидов гидроокислами железа и потеря серы объясняется авторами процессом гипергенного выветривания. Все указанные особенности, связанные с гипергенными процессами, широко распространены и в гораздо большей степени проявлены в сульфидах из эклогитовых ксенолитов трубки Катока.

В эклогитах трубки Катока сульфидные фазы присутствуют во всех типах эклогитов. Плохая сохранность зерен и отсутствие надежных анализов усложняют задачу интерпретации генезиса сульфидов в ксенолитах. Имеются интерстиционные сульфидные включения с содержанием Ni до 8-12 ат.%, и сульфидные включения в гранатах и клинопироксенах с содержанием Ni до 5 ат.%. Но составы этих измененных фаз отличаются от стехиометрических. Нельзя сделать достоверного вывода о происхождении сульфидов в мантийных эклогитах трубки Катока. Исходя из литературного обзора, можно предположить, что в эклогитах присутствуют либо сульфиды двух генераций, связанные с протолитом и вторичные, либо только вторичные сульфиды, образовавшиеся в результате инфильтрации флюида/расплава обогащенного предположительно H₂S и SO₂ компонентами. В любом случае, вероятно, имело место «метасоматическое» событие во время нахождения эклогитов в мантии с осаждением сульфидных Cu-Fe-Ni фаз, которые впоследствии были сильно изменены гипергенными процессами. Оно затронуло все типы эклогитов из кимберлитовой трубки Катока. Для эклогитов трубки Робертс Виктор прослеживается связь между одной из сульфидных ассоциаций в эклогитах и алмазах. Авторы полагают, что одно метасоматическое событие могло привести к формированию одновременно и алмазной и сульфидной минерализации. Сульфидные включения часто встречаются в алмазах, а в некоторых случаях они связываются авторами с генезисом алмазов (Haggerty, 1986; Shushkanova, Litvin, 2008). К сожалению, для трубки Катока пока нет никаких данных о включениях в алмазах.

— Метасоматическое преобразование породобразующего граната в периферических частях зерен в hi-Al₂O₃ и lo-MgO эклогитах (рис. 3.7, 3.8). Измененные фазы в периферических частях гранатов в lo-MgO и hi-Al₂O₃ эклогитах обогащаются MgO и обедняются FeO (рис. 3.4, 3.7, 3.8, 3.9). Характер проявления измененных гранатовых фаз говорит скорее о метасоматическом процессе. Они не имеют выдержанной протяженности по всему периметру зерна, их ширина на различных краях зерен сильно варьирует, а где-то они могут быть вовсе не проявлены (прил., рис. 3). Связать наложенную сульфидную минерализацию и образование гранатовых кайм однозначно с одним метасоматическим эпизодом невозможно.

– Высокониобиевые рутилы из hi-MgO эклогитов. Авторы, изучавшие эклогиты из кимберлитов Ягерсфонтейн, Южная Африка, выдвинули точку зрения, что рутилы могли быть

147

обогащены ниобием при участии кимберлитового флюида (Pyle, Haggerty, 1998). Для эклгогитов из трубки Катока такая версия не проходит проверку. В lo-MgO и hi-Al₂O₃ эклогитах зерна рутила, как правило, не содержат примесь ниобия, но в отдельных образцах обнаружены содержания Nb₂O₅ до 1.1 мас%. При этом во всех рутилах из hi-MgO эклогитов содержание Nb₂O₅ колеблется в пределах 7-11 мас.%. Такие данные наводят на мысль о том, что природа высокониобиевых рутилов не имеет отношение к кимберлиту.

Зерна рутила с повышенным содержанием ниобия (5.2-8.3 мас.% Nb₂O₅) были обнаружены в эклогитовом ксенолите из кимберлитовой трубки Загадочная, Якутия (Соболев и др., 2011). Авторы статьи связывают такие высокие содержания ниобия с интенсивными проявлениями процессов глубинного метасоматоза. Подобная точка зрения в отношении и эклогитов и рутилов из них высказывалась ранее. Авторы работы (Aulbach et al., 2008) пришли к выводу, что повышение Nb/Ta отношения – это, возможно, результат метасоматического воздействия, связанный с длительным нахождением эклогитов в литосферной мантии. Наряду с другими признаками, перечисленными в разделе 8.4, представление об интенсивном метасоматическом изменении с обогащением Nb выглядят наиболее убедительно. Столь высокие содержания Nb₂O₅ (7-11 мас.% в матрице и до 25 мас.% в отдельных зонах) и Ta₂O₅ (до 1 мас.% в матрице и до 4 мас.% в отдельных зонах) не могут быть связаны с коровым источником.

8.7. Минералогические, петрографические и геохимические особенности, обусловленные выносом эклогитов кимберлитовыми магмами

 Образование сети разнонаправленных трещин во всех породообразующих и акцессорных минералах вследствие декомпрессионных процессов.

Образование структур растрескивания или губчатых структур вокруг гомогенных центральных частей клинопироксенов. Одна из первых публикаций, в которой эти структуры были описаны – статья (Taylor, Neal, 1989). Авторы связывали происхождение губчатых структур с декомпрессионными процессами. В ряде последующих работ была поддержана такая точка зрения (Pyle, Haggerty, 1998; Spetsius, Taylor, 2002; Misra et al., 2004; Taylor, Anand, 2004; Aulbach et al., 2007). Авторы работы (Misra et al., 2004) подробно изучили губчатые структуры на примере эклогитов из трубки Удачная (В. Сибирь) и пришли к выводу, что их происхождение связано с совокупным воздействием декомпрессии при подъеме кимберлитов и флюидного потока, пропитывающего ксенолиты по трещинам, – все это создает условия для частичного плавления омфацита. В одной из последних работ по эклогитовым ксенолитам из трубки Робертс Виктор (Huang et al. 2012a) предыдущие выводы были полностью подтверждены, более того приведенные данные по изучению Rb-Sr изотопной системы (⁸⁷Rb/⁸⁶Sr и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения) свидетельствуют о связи флюида, причастного к образованию губчатых структур, с вмещающими кимберлитами. Тем не менее, авторы подчеркивают, что делать выводы, основываясь только на данных по Rb-Sr изотопной систематике преждевременно, однако участие флюидного компонента при образовании губчатых структур в клинопироксенах сомнения не вызывает. Данные по эклогитовым ксенолитам трубки Катока хорошо согласуются с предложенной моделью: а) Губчатые структуры обнаружены во всех изученных образцах, во всех типах эклогитов; б) Тренд изменения состава клинопироксена от первичных фаз в центральных гомогенных частях зерен до наиболее преобразованных периферических частей одинаков во всех группах эклогитов: содержание Na и Al снижается, содержание Мд и Са растет (рис. 3.10, 3.11). Такие же тренды наблюдаются и в эклогитовых ксенолитах других регионов: кимберлиты Беллсбенк, Южная Африка (Taylor, Neal, 1989), трубка Ягерсфонтейн, Южная Африка (Pyle, Haggerty, 1998), трубка Удачная, В. Сибирь (Misra et al., 2004), трубки центральной части кратона Слэйв, Канада (Aulbach et al., 2007) и др.; в) С губчатыми структурами часто ассоциируют вторичные минералы, приуроченные к кимберлитовому магматизму (флогопит, амфибол, плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, бариевая минерализация). Они выполняют пустоты в таких структурах; г) Губчатые структуры проявляются не только в периферических частях по периметру зерен омфацитов, но часто вдоль ослабленных зон, по трещинам. Особенно это характерно для крупных зерен. Подобный характер губчатых структур подтверждает мнение авторов (Spetsius, Taylor, 2002; Misra et al., 2004; Taylor, Anand, 2004; Huang et al. 2012a) о причастности флюидной фазы, которая могла легко проникнуть вглубь зерна по трещинам; д) Лучше всего губчатые структуры проявлены в hi-Al₂O₃ эклогитах, напротив, реже всего и, затрагивая наименьший объем зерен, - в hi-MgO эклогитах. Это можно объяснить разницей в химическом составе первичных омфацитов и, следовательно, разной температурой начала частичного плавления. Жадеитовый минал преобладает в породообразующих клинопироксенах hi-Al₂O₃ эклогитов (54-61%), в lo-MgO группе его доля снижается (32-57%), достигая минимума в hi-MgO эклогитах (19-25%). Наряду с этим растет содержание Мд и Са (рис. 3.5, 3.6).

Авторы работы (Misra et al., 2004) проанализировали данные по минеральным ассоциациям, представленным в губчатых структурах, и предложили две возможные реакции образования вторичного клинопироксена при участии обогащенного калием флюида, вероятно содержащего H₂O, CO₂ и Cl компоненты:

- (1) $Grt + Cpx1 + \phi$ люид = Amph + Cpx2 + Sod + Cal
- (2) $Cpx1 + \phi$ люид = Cpx2 + KFsp

Еще одна реакция была предложена в работе (Spetsius, Taylor, 2002):

(3) $Cpx1 + \phi$ люид = Cpx2 + Spl + K-стекло $\pm Pl$

В эклогитах из кимберлитовой трубки Катока образование губчатых структур может быть связано только со второй реакцией, содалита, кальцита, шпинели или стекловатой фазы в образцах не обнаружено. В губчатых структурах из эклогитов трубки Катока плагиоклаз встречается чаще, чем калиевый полевой шпат, это может говорить о том, что флюид помимо калия содержал также и натрий, возможно даже в большем количестве.

амфибол, Образование ассоциации вторичных минералов (флогопит, плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, бариевая минерализация). На связь этого парагенезиса с кимберлитовым флюидом указывают: а) Более низкие РТ-параметры образования вторичных минералов, по сравнению с породообразующими гранатом и клинопироксеном (Pyle, Haggerty, 1998; Misra et al., 2004); **б)** Близость химических составов вторичных минералов во всех типах эклогитов. Типоморфных особенностей во вторичной ассоциации в зависимости от группы эклогитов не выявлено, значительно меняется только состав амфиболов, но это объясняется различным химическим составом превичных клинопироксенов, по которым они развиваются 2); в) Вторичная минерализация приурочена исключительно к зонам (прил. рис. трещиноватости и максимально широко проявляется в наиболее крупных трещинах, забронированных включений минералов указанной вторичной ассоциации ни в гранатах, ни в омфацитах не обнаружено.

8.8. Выводы

Анализ геохимических характеристик эклогитов из кимберлитовой трубки Катока показал, что в большинстве ксенолитов lo-MgO и hi-Al₂O₃ эклогитов центральные части зерен породообразующих минералов не изменены и на них не повлиял мантийный метасоматоз. Среди lo-MgO эклогитов только образец Cat-23 обладает явными признаками метасоматического изменения. Геохимические и минералогические особенности позволяют сделать вывод о том, что все образцы из hi-MgO эклогитов подверглись значительному метасоматическому воздействию в мантийных условиях.

Несмотря на важность, а порой и ведущую роль изотопных характеристик мантийных эклогитов при решении проблемы их генезиса, в настоящем исследовании удалось показать, что не менее достоверных результатов можно добиться, используя комплексный подход, основанный на детальных минералогических, петрографических и геохимических исследованиях с применением геохимического моделирования. В результате установлен наиболее вероятный сценарий образования различных групп эклогитов:

– Протолитом hi-Al₂O₃ эклогитов были габбронориты или оливиновые габбро океанической коры. Разделение hi-Al₂O₃ эклогитов на подгруппы hi-Al₂O₃-1 и hi-Al₂O₃-2, вероятно, объясняется неоднородностью протолита. Согласно этой версии, Al₂O₃-1 могли образоваться из слабо дифференцированных оливиновых габбро, соответствующих нижним частям офиолитового разреза. Данная точка зрения подкрепляется повышенным содержанием хрома в гранатах и клинопироксенах и повышенной магнезиальностью в hi-Al₂O₃-1 эклогитах, а также самыми низкими содержаниями Y и Zr в клинопироксене, среди всех групп эклогитов.

– Протолитом lo-MgO эклогитов был рестит, оставшийся после частичного плавления базальтов, преобразованных в зоне субдукции в эклогит, близких по составу к бонинитам – N-MORB. Степень плавления от 35 до 65%. Полученные данные, указывают на то, что плавление проходило в диапазоне T=1000-1160°C и P=30-40 кбар, содержание H₂O в исходных базальтах около 10-15 мас.%.

– Ні-МgO эклогиты формировались непосредственно в мантии. Существует две основные гипотезы их образования: а) вследствие кристаллизации первично мантийного расплава, образовавшегося при частичном плавлении перидотитов; б) перекристаллизация первичного корового протолита. Более вероятна вторая гипотеза, при этом все первичные признаки корового протолита были полностью утрачены. Ряд минералогических и геохимических особенностей указывает на то, что материалом для перекристаллизации могли послужить lo-MgO эклогиты.

– Идентифицированы преобразования, связанные с наложенными мантийными (образование метасоматическими событиями вторичных гранатовых кайм вокруг неизмененных первичных гранатовых зерен из hi-Al₂O₃ и lo-MgO эклогитов, сульфидная минерализация, образование высокониобиевых рутилов в hi-MgO эклогитах) и кимберлитовым магматизмом (характерная вторичная минерализация, губчатые структуры вокруг неизмененных частей клинопироксенов во всех типах эклогитов).

Заключение

В результате комплексного минералогического, петрографического и геохимического изучения верхнемантийных эклогитовых ксенолитов, в литосферной мантии кратона Кассаи выделено 3 группы эклогитов: hi-MgO, lo-MgO, hi-Al₂O₃. Эклогиты каждой из групп характеризуются своим уникальным набором признаков, что позволяет судить о вещественном и химическом составе литосферной мантии на различных глубинах. Определение РТ-параметров равновесных минеральных ассоциаций позволило реконструировать разрез литосферной мантии кратона Кассаи на глубинах ~110-210 км (35-60 кбар). Верхняя часть разреза, на глубинах 110-135 км (P=35-41 кбар, T=900-1020°C, 4 образца) представлена hi-Al₂O₃-2 эклогитами, ниже в интервале глубин 130-170 км (P=40-50 кбар, T=950-1200°C, 9 образцов) залегают lo-MgO эклогиты. В отношении равновесности минеральных ассоциаций более глубинных эклогитов существуют сомнения, однако если полученные данные верны, то наиболее глубинная часть разреза 170-210 км (P=52-60 кбар, T=1220-1360°C, 6 образцов) сложена hi-Ml₂O и hi-Al₂O₃-1 эклогитами.

Минералогические и геохимические особенности эклогитов указывают на протекание процессов мантийного метасоматоза в литосферной мантии кратона Кассаи на всех интервалах выделенных глубин. До глубины порядка 170 км их влияние незначительно и выражается в осаждении Cu-Fe-Ni сульфидных фаз и изменении граната с повышением его магнезиальности. На глубинах более 170 км, возможно, идет перекристаллизация эклогитов/протолита с формированием самых магнезиальных эклогитов. Вероятно, при этом происходит образование или обогащение ругилов ниобием. Среднее содержание Nb₂O₅ в ругиле составляет 7-11 мас.%, на отдельных участках до 25 мас.%. Ругил с близким содержанием Nb₂O₅ описан только в микроксенолите эклогита из трубки Загадочная, Сибирский кратон (Соболев и др., 2011). Наложенные процессы также привели к обогащению LREE и другими редкими элементами клинопироксенов и гранатов.

Изменение эклогитов в мантии, скорее всего, носило полистадийный характер. Во всех образцах обнаружены зерна со структурами распада рутил+ильменит. Часть зерен имеет ильменитовые каймы с повышенным содержанием MgO (до 8 мас.%), которые, возможно, образовались при перекристаллизации ильменитового вещества в структурах распада вследствие повышения PT-параметров. В hi-MgO эклогитах некоторые зерна рутила несут следы пластической деформации. Вокруг гомогенных центральных частей гранатов из lo-MgO и hi-Al₂O₃ эклогитов обнаружены вторичные пироповые каймы. В каймах увеличивается содержание магния к краевым частям, обычно, хорошо различимы 2-3 стадии преобразования, которые маркируют этапы метасоматической проработки. Кроме того, находки вышеописанных

сульфидных фаз во всех типах эклогитов и высокониобиевого рутила в hi-MgO эклогитах говорят о влиянии наложенных мантийных метасоматических событий.

Исследование цирконов, выделенных из эклогитов, подтвердило многостадийный характер процессов, воздействовавших на эклогиты в мантии. Оно также показало, что hi-Al₂O₃ и lo-MgO эклогиты могли сформироваться примерно 1250 млн. лет назад. За время длительного пребывания цирконов в мантии в результате наложенных процессов вокруг зональных центральных частей произошло образование более молодых кайм. Вынос эклогитов кимберлитовыми расплавами около 120 млн. лет назад привел к перестройке U-Pb изотопной системы в цирконах.

В настоящей работе проведен критический анализ наиболее аргументированных гипотез эклогитообразования в литосферной мантии, выделены и подробно обсуждаются генетические критерии. На основе данного анализа предложена модель генезиса эклогитов в литосферной мантии кратона Кассаи:

1) Протолитом hi-Al₂O₃-1 эклогитов, вероятно, являлись слабодифференцированные оливиновые габбро из нижних горизонтов океанической коры.

2) Hi-Al₂O₃-2 эклогиты образовались по габброноритам океаничской коры.

3) Lo-MgO эклогиты сформированы по океаническим базальтам состава бонинит –N-MORB.

Геохимическое моделирование частичного плавления протолита lo-MgO эклогитов в зоне субдукции говорит о том, что эклогиты образовались по реститу. Степень частичного плавления «базальтового» вещества составила 35-65%.

4) Ні-MgO эклогиты образовались непосредственно в мантии. Наиболее вероятно, что генезис эклогитов связан с заключительным этапом преобразования корового протолита или перекристаллизацией мантийных эклогитов других типов. Первичные петро- и геохимические особенности hi-MgO эклогитов «стерты» последним мантийным событием и не позволяют однозначно сделать вывод об их протолите.

В высокомагнезиальных эклогитах обнаружены рутилы с исключительно высоким содержанием Nb₂O₅ (7-11 мас.% в матрице и до 25 мас.% в отдельных зонах) и Ta₂O₅ (до 1 мас.% в матрице и до 4 мас.% в отдельных зонах). Полученные оценки значительно превышают содержание Nb₂O₅ и Ta₂O₅, установленное в рутилах из алмазоносных эклогитов и включениях в алмазах (Haggerty, 1991; Rudnick, et al, 2000; Sobolev, Yefimova, 2000; Соболев, 2011). Продолжение детальных исследований таких уникальных рутилов может способствовать выяснению причин повышенной алмазоносности трубки Катока, а высокое содержание ниобия, послужить поисковым критерием на алмазы кимберлитовых трубок Северо-Восточной Анголы, а возможно и других регионов.

Список литературы

Бобров А.В. Генетическое значение гранат-клинопироксеновых парагенезисов из кимберлитовых трубок Якутской алмазоносной провинции : дис. ... канд. геол.-минерал. наук: 04.00.08 / Бобров Андрей Викторович. – М., 1997. – 168 с.

Бобров А.В., Веричев Е.М., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П. Первая находка кианитового эклогита в кимберлитовой трубке им. В. Гриба (Архангельская провинция) // Доклады АН. 2005. Т. 402. №4. С. 515-518.

Богатиков О.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В. Средние химические составы магматических горных пород: Справочник. – М.: «Недра», 1987. – 152 с.

Буланова Г.П. Сингенетические включения в якутских алмазах: дис. ... канд. геол.минерал. наук: 04.00.20 / Буланова Галина Петровна. – Л., 1985. – 204 с.

Буланова Г.П., Барашков Ю.П., Тальникова С.Б., Смелова Г.Б. Природный алмаз – генетические аспекты. Новосибирск: «Наука», 1993. – 168 с.

Бутвина В.Г. Экспериментальное изучение эклогитовой системы (гранат-омфацит) при 4.0-7.0 ГПа: моделирование условий формирования алмазоносных эклогитов // Научноисследовательские публикации. 2013. № 4. С. 68-89.

Бутвина В.Г., Бобров А.В., Литвин Ю.А. Экспериментальное изучение системы пироп– гроссуляр–альмандин при 6,5 ГПа и 1500-1900°С // Доклады АН. 2001. Т. 379. № 5. С. 655-658.

Вревский А.Б., Глебовицкий В.А., Гончаров А.Г., Никитина Л.П., Пушкарев Ю.Д. Континентальная литосферная мантия под разновозрастными структурами земной коры: химический состав, термальное состояние, эволюция // Вестник ОНЗ РАН. 2010. Т. 2. С. 65-75.

Галахов Ф.Я. (отв. ред.). Диаграммы состояния систем тугоплавких оксидов. Справочник. Вып. 5. Двойные системы, часть 1. Л.: «Наука», 1985. – 284 с.

Гаранин В.К., Рогожина М.В. Акцессорные и редкие минералы алмазоносных эклогитов из кимберлитовой трубки Удачная // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2003. №2. С. 40-49.

Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Салтыкова А.К., Пушкарев Д.Ю., Овчинников Н.О., Бабушкина М.С., Ащепков И.В. Термальная и химическая неоднородность верхней мантии Байкало-Монгольского региона // Петрология. 2007. Т. 15. № 1. С. 61-92.

Гончаров А.Г. Редокс состояние континентальной литосферной мантии: Fe³⁺/ΣFe минералов мантийных ксенолитов по данным мессбауэровской спектроскопии: дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.04 / Гончаров Алексей Георгиевич. – СПб., 2012. – 180 с.

Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: «Мир», 1983. – 300 с.

Йодер Х. Образование базальтовой магмы. М.: «Мир», 1979. – 238 с.

Кориковский С.П. Проградные преобразования габбро-норитов при эклогитизации в температурном интервале 600-700°С // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 12. С. 1352-1366.

Литвин Ю.А. Физико-химические исследования плавления глубинного вещества Земли. М.: «Наука», 1991. – 311 с.

Лутков В.С. Петрохимическая эволюция и генезис калиевой пироксенит-эклогитгранулитовой ассоциации: мантийные и коровые ксенолиты в неогеновых фергуситах Южного Памира, Таджикистан // Геохимия. 2003. № 3. С. 254-265.

МакКандлесс Т.Е., Герни Дж.Дж. Алмазоносные эклогиты: сравнение с углистыми хондритами, углистыми сланцами и базальтами MORB, содержащими органогенный углерод // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 2. С. 371-381.

Никитина Л.П. Межфазовые геотермометры, геобарометры и геооксометры. СПб.: СПбГУ, 2005. - 128 с.

Никитина Л.П., Гончаров А.Г. Метод мессбауэровской спектроскопии и его применение в минералогии и петрологии. СПб. 2009. - 128 с.

Первов В.А., Сомов С.В., Коршунов А.В., Дулапчий Е.В., Феликс Ж.Т. Кимберлитовая трубка Катока (Республика Ангола): палеовулканологическая модель формирования // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 4. С. 330-345.

Пугин В.А. Эклогиты в мантии // Геохимия. 1986. № 3. С. 921-929.

Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: «Недра», 1981. – 584 с.

Рябчиков И.Д. Главные компоненты геохимических резервуаров силикатной Земли // Геохимия. 2006. № 1. С. 14-22.

Салтыкова А.К., Никитина Л.П., Матуков Д.И. U-Pb возраст цирконов из ксенолитов мантийных перидотитов в кайнозойских щелочных базальтах Витимского плато (Забайкалье) // Записки РМО. 2008. Ч. 137. № 3. С. 1-22.

Симаков С.К. Физико-химические условия образования алмазоносных парагенезисов эклогитов в породах верхней мантии и земной коры. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2003. - 187 с.

Скублов С.Г., Никитина Л.П., Марин Ю.Б., Левский Л.К., Гусева Н.С. U-Pb возраст и геохимия цирконов из ксенолитов кимберлитовой трубки им. В. Гриба Архангельской алмазоносной провинции // Доклады АН. 2012а. Т. 444. № 1. С. 77-82.

Скублов С.Г., Березин А.В., Бережная Н.Г. Общие закономерности состава цирконов из эклогитов по редким элементам применительно к проблеме возраста эклогитов Беломорского подвижного пояса // Петрология. 2012б. Т. 20. № 4. С. 61–70.

Соболев А.В., Батанова В.Г. Мантийные лерцолиты офиолитового комплекса Троодос, ов Кипр: геохимия клинопироксена // Петрология. 1995. Т. 3. № 5. С. 487-495. Соболев Н.В. Логвинова А.М., Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В., Козьменко О.А., Рагозин А.Л. Nb-рутил из микроксенолита эклогита кимберлитовой трубки Загадочная, Якутия // Доклады АН. 2011. Т. 439. № 1. С. 102-105.

Сурков Н.В., Гартвич Ю. Г. Практическая геотермобарометрия пород эклогитового парагенезиса // Электронный научно-информационный журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН». 2004. № 1. С. 1-2.

Туркина О.М. Лекции по геохимии мантии и континентальной коры: Учебное пособие. Новосибирск: изд-во НГУ, 2008. – 150 с.

Тэйлор Л.А. Эволюция субконтинентальной мантии под Каапваальским кратоном: обзор данных по коровой субдукции эклогитов Беллсбенка // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 12. С. 25-46.

Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харькив А.Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. М.: «Наука», 1988. – 286 с.

Фор Г. Основы изотопной геохимии. М.: «Мир», 1989. – 590 с.

Хаггерти С.Е., Фанг А.Т., Пайл Дж.М. Мантийный ряд и геохимия высокобарических и высокотемпературных эклогитов из Западной Африки (Коиду) и кратона Каапвааль (Ягерсфонтейн) // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 12. С. 59-74.

Чудненко К.В., Авченко О.В., Вах А.С. Программа МС – петрологический инструмент для вычисления реальных количеств минералов в горной породе [Электронный ресурс] // ДВГИ ДВО РАН, Компьютерная программа МС: [сайт]. [2014]. URL: <u>http://www.fegi.ru/innov/461-mc</u>

Щукина Е.В. Минералого-геохимические особенности ксенолитов литосферной мантии из кимберлитовой трубки им. В. Гриба, Архангельская алмазоносная провинция: дис. ... канд. геол.-минерал. наук: 25.00.05, 25.00.09 / Щукина Елена Владимировна. – Новосибирск, 2013. – 220 с.

Щукина Е.В., Агашев А.М., Головин Н.Н., Похиленко Н.П. Эквигранулярные эклогиты из кимберлитовой трубки им. В. Гриба: свидетельства палеопротерозойской субдукции на территории архангельской алмазоносной провинции // Доклады АН. 2015. Т. 462. № 2. С. 208-212.

Ярошевский А.А., Цехоня Т.И. Петрохимические типы магматических пород дна океана. закономерности их ассоциаций и распределения по структурно-морфологическим зонам // В сб. «Океанический магматизм: эволюция, геологическая корреляция.» М.: Наука, 1986. С. 95-103.

Ai Y. A revision of the garnet-clinopyroxene Fe⁺²-Mg exchange geothermometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1994. V.115. P. 467-473.

Anczkiewicz R., Thirlwall M.F. Improving precision of Sm-Nd garnet dating by H2SO4 leaching: a simple solution to the phosphate inclusion problem // Geological Society, London, Special Publications. 2003. V. 220. №. 1. P. 83-91.

Anderson D.L. Theory of the Earth. Blackwell Scientific Publications, Boston, 1989. – 366 pp.

Aoki I., Takahashi E. Density of MORB eclogite in the upper mantle // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2004. V. 143-144. P. 129–143.

Appleyard C.M., Bell D.L., le Roex A.P. Petrology and geochemistry of eclogite xenoliths from the Rietfontein kimberlite, Northern Cape, South Africa // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2007. V. 154. № 3. P. 309-333.

Arai H. A function for the R programming language to recast garnet analyses into endmembers: Revision and porting of Muhling and Griffin's method // Computers & Geosciences. 2010. V. 36. P. 406-406.

Ashchepkov I.V., Rotman A.Y., Somov S.V., Afanasiev V.P., Downes H., Logvinova A.M., Nossyko S., Shimupi J., Palessky S.V., Khmelnikova O.S., Vladykin N.V. Composition and thermal structure of the lithospheric mantle beneath kimberlite pipes from the Catoca cluster, Angola // Tectonophysics. 2012. V. 530–531. P. 128-151.

Aulbach S., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Doyle B.J. Origins of Xenolithic Eclogites and Pyroxenites from the Central Slave Craton, Canada // Journal of Petrology. 2007. V. 48. № 10. P. 1843-1873.

Aulbach S., O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Pearson N.J. Subcontinental lithospheric mantle origin of high niobium/tantalum ratios in eclogites // Nature Geoscience. 2008. V. 1. P. 468- 472.

Aulbach S., Creaser R.A., Pearson N.J., Simonetti S.S., Heaman L.M., Griffin W.L., Stachel T. Sulfide and whole rock Re–Os systematics of eclogite and pyroxenite xenoliths from the Slave Craton, Canada // Earth and Planetary Science Letters. 2009. V. 283. P. 48-58.

Aulbach S., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. Constraints from eclogite and MARID xenoliths on origins of mantle Zr/Hf–Nb/Ta variability // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2011. V. 162. P. 1047–1062.

Aulbach S., Griffin W.L., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. Nature and timing of metasomatism in the stratified mantle lithosphere beneath the central Slave craton (Canada) // Chemical Geology. 2013. V. 352. P. 153–169.

Bach W., Alt J.C., Niu Y., Humphris S.E., Erznger J., Dick H.J.B. The geochemical consequences of late-stage low-grade alteration of lower ocean crust at the SW Indian Ridge: Results from ODP Hole 735B (Leg 176) // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2001. V. 65. № 9. P. 3267-3287.

Baker J., Matthews A., Mattey D., Rowley D., Xue F. Fluid-rock interactions during ultra-high pressure metamorphism, Dabie Shan, China // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1997. V. 61. № 8. P. 1685-1696.

Barth M.G., Rudnick R.L., Horn I., McDonough W.F., Spicuzza M.J., Valley J.W., Haggerty S.E. Geochemistry of xenolithic eclogites from West Africa, part I: A link between low MgO eclogites and archean crust formation // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2001. V. 65. № 9. P. 1499–1527.

Barth M.G., Rudnick R.L., Horn I., McDonough W.F., Spicuzza M.J., Valley J.W., Haggerty S.E. Geochemistry of xenolithic eclogites from West Africa, part 2: origins of the high MgO eclogites // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2002. V. 66. № 24. P. 4325–4345.

Beard B.L., Fraracci K.N., Clayton R.A., Mayeda T.K., Snyder G.A., Sobolev N.V., Taylor L.A. Petrography and geochemistry of eclogites from the Mir kimberlite, Yakutia, Russia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. V. 125. № 4. P. 293-310.

Begg G.C., Griffin W.L., Natapov L.M., O'Reilly S.Y., Grand S.P., O'Neill C.J., Hronsky J.M.A., Djomani Y.P., Swain C.J., Deen T., Bowden P. The lithospheric architecture of Africa: Seismic tomography, mantle petrology, and tectonic evolution // Geosphere. 2009. V. 5. P. 23-50.

Belousova E.A., Griffin W.L., Pearson N.J. Trace element composition and cathodoluminiscence properties of Southern African kimberlitic zircons // Mineralogical Magazine. 1998. V. 62. P. 355–366.

Bénard A., Ionov D.A. A new petrogenetic model for low-Ca boninites: Evidence from veined sub-arc xenoliths on melt-mantle interaction and melt fractionation // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2012. V. 13. № 6.

Benoit M., Polve M., Ceuleneer G. Trace eleme:nt and isotopic characterization of mafic cumulates in a fossil mantle diapir (Oman ophiolite) // Chemical Geology. 1996. V. 134. P. 199-214.

Beyer C., Frost D. J., Miyajima N. Experimental calibration of a garnet–clinopyroxene geobarometer for mantle eclogites // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2015. V. 169. №2. P. 1-21.

Bindeman I.N., Kamenetsky V.S., Palandri J., Vennemann T. Hydrogen and oxygen isotope behaviors during variable degrees of upper mantle melting: Example from the basaltic glasses from Macquarie Island // Chemical Geology. 2012. V. 310-311. P. 126-136.

Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G., Mertzman S.A., Sobolev N.V., Finger L.W. Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1997. V. 128. P. 228–246.

Bundy F.P., Bassett W.A., Weathers M.S., Hemley R.J., Mao H.K., Goncharov A.F. The pressure-temperature phase and transformation diagram for carbon; updated through 1994 // Carbon. 1996. V. 34. № 2. P. 141-153.

Caporuscio F.A., Smyth J.R. Trace element crystal chemistry of mantle eclogites // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1990. V. 105. P. 550-561.

Chacko T., Cole D.R., Horita J. Equilibrium Oxygen, Hydrogen and Carbon Isotope Fractionation Factors Applicable to Geologic Systems // In: Valley J.W., Cole D.R. (eds) Stable isotope geochemistry, Reviews in mineralogy and geochemistry, Mineralogical Society of America, Washington DC, 2001. V. 43. № 1. P. 1-81.

Chapman H.J., Spooner E.T.C. ⁸⁷Sr enrichment of ophiolitic sulphide deposits in Cyprus confirms ore formation by circulating seawater // Earth and Planetary Science Letters. 1977. V. 35. № 1. P. 71-78.

Clayton R.N., Goldsmith J.R., Karel K.J., Mayeda T.K., Newton R.C. Limits on the effect of pressure on isotopic fractionation // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1975. V. 39. № 8. P. 1197–1201.

Cocker J.D., Griffin B.J., Muehlenbachs K. Oxygen and carbon isotope evidence for seawaterhydrothermal alteration of the Macquarie Island ophiolite // Earth and Planetary Science Letters. 1982. V. 61. № 1. P. 112–122.

Coleman R.G., Lee D.E., Beatty L.B., Brannock W.W. Eclogites and eclogites: their differences and similarities // Geol. Soc. Am. Bull. 1965. V. 76. P. 483–508.

Condie K.C. Plate tectonics and crustal evolution. Butterworth-Heinemann, 4 edition, 1997. – 288 pp.

Cooper K.M., Eiler J.M., Sims K.W.W., Langmuir Ch.H. Distribution of recycled crust within the upper mantle: Insights from the oxygen isotope composition of MORB from the Australian-Antarctic Discordance // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2009. V. 10. № 12.

Cooper L.B., Plank T., Arculus R.J., Hauri E.H., Hall P.S., Parman S.W. High-Ca boninites from the active Tonga Arc // Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012). 2010. V. 115. № B10.

Dawson J. B., Stephens W. E. Statistical Classification of Garnets from Kimberlite and Associated Xenoliths // The Journal of Geology. 1975. V. 83. №. 5. P. 589-607.

Day J.M.D. Hotspot volcanism and highly siderophile elements // Chemical Geology. 2013. V. 341. P. 50-74.

De Stefano A., Kopylova M.G., Cartigny P., Afanasiev V. Diamonds and eclogites of the Jericho kimberlite (Northern Canada) // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2009. V. 158. № 3. P. 295–315.

Dludla S., le Roex A.P., Gurney J.J. Eclogite xenoliths from the Premier kimberlite, South Africa: geochemical evidence for a subduction origin // South African Journal of Geology. 2006. V. 109. № 3. P. 353-368.

Dongre A.N., Jacob D.E., Stern R.A. Subduction-related origin of eclogite xenoliths from the Wajrakarur kimberlite field, Eastern Dharwar craton, Southern India: Constraints from petrology and geochemistry // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2015. V. 166. P. 165–188.

Doucet S., Weis D., Scoates J.S., Debaille V., Giret A. Geochemical and Hf–Pb–Sr–Nd isotopic constraints on the origin of the Amsterdam–St. Paul (Indian Ocean) hotspot basalts // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 218. № 1-2. P. 179-195.

Droop G.T.R. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria // Mineralogical Magazine. 1987. V. 51. P. 431–435.

Eiler J.M. Oxygen Isotope Variations of Basaltic Lavas and Upper Mantle Rocks // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2001. V. 43. P. 319-364.

Ellis D.J., Green D.H. An Experimental Study of the Effect of Ca Upon Garnet-Clinopyroxene Fe-Mg Exchange Equilibria // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1979. V.71. P. 13-22.

Früh-Green G.L., Scambelluri M., Vallis F. O–H isotope ratios of high pressure ultramafic rocks: implications for fluid sources and mobility in the subducted hydrous mantle // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2001. V. 141. № 2. P. 145-159.

Fung A.T. Petrochemistry of upper mantle eclogites from the Grizzly, Leslie, Pigeon and Sable kimberlites in the Slave Province, Canada // Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference. The J.B. Dawson Vol. Edited by J.J. Gurney, J.L. Gurney, M.D. Pascoe, and S.H. Richardson. Red Roof Design, Cape Town, South Africa, Extended Abstracts. 1998. P. 230-232.

Furlong K.P., Chapman D.S. Heat flow, heat generation, and the thermal stateof the lithosphere // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2013. V. 41. P. 385–410.

Gasparik T., Dawkins C.D., Litvin Yu.A. Stability of Na₂Mg₂Si₂O₇ - the true solidus phase in Na-bearing olivine-normative mantle // Terra Abs., Sixth Inter. Symp. Exp. Mineral. Petrol. Geochem., Bayreuth, Germany. 1996. № 8. P. 19-20.

Gasparik T., Litvin Yu. Stability of $Na_2Mg_2Si_2O_7$ and melting relations on The forsteritejadeite join at pressures up to 22 GPa // European Journal of Mineralogy. 1997. V. 9. P. 311-326.

Gibson S.A., Malarkey J., Day J.A. Melt Depletion and Enrichment beneath the Western Kaapvaal Craton: Evidence from Finsch Peridotite Xenoliths // Journal of Petrology. 2008. V. 49. № 10. P. 1817-1852.

Gréau Y., Huang J.-X., Griffin W.L., Renac C., Alard O., O'Reilly S.Y. Type I eclogites from Roberts Victor kimberlites: Products of extensive mantle metasomatism // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2011. V. 75. № 22. P. 6927–6954. Gréau Y., Alard O., Griffin W.L., Huang J.-X., O'Reilly S.Y. Sulfides and chalcophile elements in Roberts Victor eclogites: Unravelling a sulfide-rich metasomatic event // Chemical Geology. 2013. V. 354. P. 73–92.

Green T.H., Ringwood A.E. Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1968. V. 18. № 2. P. 105-162.

Green T.H., Blundy J.D., Adam J., Yaxley G.M. SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2–7.5 GPa and 1080–1200°C // Lithos. 2000. V. 53. P. 165–187.

Gregory R.T. Oxygen isotope history of seawater revisited: composition of seawater. In: Taylor H.P., O'Neil J.R., Kaplan I.R. (Eds.), Stable Isotope Geochemistry: a Tribute to Samuel Epstein. Geochem. Soc. Spec. Publ., 1991. V. 3. P. 65-76.

Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Cratonic lithospheric mantle: is anything subducted? // Episodes. 2007. V. 30. № 1. 43-53.

Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Abe N., Aulbach S., Davies R.M., Pearson N.J., Doyle B.J., Kivi K. The origin and evolution of Archean lithospheric mantle // Precambrian research. 2003. V. 127. P. 19-41.

Grimes C.B., John B.E., Kelemen P.B., Mazdab F.K., Wooden J.L., Cheadle M.J., Hanghøj K., Schwartz J.J. Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance // Geology. 2007. V. 35. № 7. P. 643-646.

Grütter H.S., Gurney J.J., Menzies A.H., Winter F. An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers // Lithos. 2004. V. 77. P. 841-857.

Gudfinnsson G.H., Presnall D.C. Continuous Gradations among Primary Carbonatitic, Kimberlitic, Melilititic, Basaltic, Picritic, and Komatiitic Melts in Equilibrium with Garnet Lherzolite at 3–8 GPa // Journal of Petrology. 2005. V. 46. № 8. P. 1645-1659.

Gurney J.J. The diamondiferous roots of our wandering continent // South African Journal of Geology. 1990. V. 93. № 3. P. 424-437.

Haggerty S.E. Diamond genesis in a multiply-constrained model // Nature. 1986. V. 320. P. 34-38.

Haggerty S.E. Oxide mineralogy of the upper mantle // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 1991. V. 25. P. 355-416.

Haggerty S.E., Fung A.T., Burt D.M. Apatite, phosphorus and titanium in eclogite garnet from the upper mantle // Geophysical Research Letters. 1994. V. 21. № 16. P. 1699-1702.

Hanrahan M., Brey G., Woodland A., Altherr R., Seitz H.-M. Towards a Li barometer for bimineralic eclogites: experiments in CMAS // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2009a. V. 158. P. 169-183.

Hanrahan M., Brey G., Woodland A., Seitz H.-M., Ludwig T. Li as a barometer for bimineralic eclogites: Experiments in natural systems // Lithos. 20096. V. 112S. P. 992-1001.

Harte B., Kirkley M.B. Partitioning of trace elements between clinopyroxene and garnet: data from mantle eclogites // Chemical Geology. 1997. V. 136. P. 1-24.

Hart S.R., Blusztajn J., Dick H.J.B., Meyer P.S., Muehlenbachs K. The fingerprint of seawater circulation in a 500-meter section of ocean crust gabbros // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1999. V. 63. № 23/24. P. 4059-4080.

Hasterok D., Chapman D.S. Heat production and geotherms for the continen-tal lithosphere // Earth and Planetary Science Letters. 2011. V. 307. P. 59–70.

Hatton C.J. The geochemistry and origin of xenoliths from the Roberts Victor mine. Ph.D. Thesis, University of Cape Town, 1978.

Hermann J., Green D.H. Experimental constraints on high pressure melting in subducted crust // Earth and Planetary Science Letters. 2001. V. 188. № 1-2. P. 149–168.

Heaman L.M., Creaser R.A., Cookenboo H.O. Extreme enrichment of high field strength elements in Jericho eclogite xenoliths: A cryptic record of Paleoproterozoic subduction, partial melting, and metasomatism beneath the Slave craton, Canada // Geology. 2002. V. 30. № 6. P. 507-510.

Heaman L.M., Creaser R.A., Cookenboo H.O., Chacko T. Multi-Stage Modification of the Northern Slave Mantle Lithosphere: Evidence from Zircon- and Diamond-Bearing Eclogite Xenoliths Entrained in Jericho Kimberlite, Canada // Journal of Petrology. 2006. V. 47. № 4. P. 821–858.

Hills D.V., Haggerty S.E. Petrochemistry of eclogites from the Koidu Kimberlite Complex, Sierra Leone // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1989. V. 103. № 4. P. 397-422.

Hofmann A.W., Hart S.R. An assessment of local and regional isotopic equilibrium in the mantle // Earth and Planetary Science Letters. 1978. V. 38. № 1. P. 44-62.

Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385. P. 219-229.

Howarth G.H., Sobolev N.V., Pernet-Fisher J.F., Ketcham R.A., Maisano J.A., Pokhilenko L.N., Taylor D., Taylor L.A. 3-D X-ray tomography of diamondiferous mantle eclogite xenoliths, Siberia: A review // Journal of Asian Earth Sciences. 2015. V. 101. P. 39–67.

Huang J.-X., Griffin W.L., Gréau Y., O'Reilly S.Y. Seeking the primary compositions of mantle xenoliths: Isotopic and elemental consequences of sequential leaching treatments on an eclogite suite // Chemical Geology. 2012a. V. 328. P. 137–148.

Huang J.-X., Gréau Y., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. Multi-stage origin of Roberts Victor eclogites: Progressive metasomatism and its isotopic effects // Lithos. 2012b. V. 142-143. P. 161–181.

Huang J.-X., Griffin W.L., Gréau Y., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Cliff J., Martin L. Unmasking xenolithic eclogites: Progressive metasomatism of a key Roberts Victor sample // Chemical Geology. 2014. V. 364. P. 56–65.

Ireland T.R., Rudnick R.L., Spetsius Z. Trace elements in diamond inclusions from eclogites reveal link to Archean granites // Earth and Planetary Science Letters. 1994. V. 128. № 3-4. P. 199-213.

Jacob D.E. Nature and origin of eclogite xenoliths from kimberlites // Lithos. 2004. V. 77. P. 295-316.

Jacob D.E., Foley S.F. Evidence for Archean ocean crust with low high field strength element signature from diamondiferous eclogite xenoliths // Lithos. 1999. V. 48. № 1-4. P. 317–336.

Jacob D.E., Jagoutz E., Lowry D., Mattey D., Kudrjavtseva G. Diamondiferous eclogites from Siberia: Remnants of Archean oceanic crust // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1994. V. 58. 23. P. 5191–5207.

Jacob D.E., Jagoutz E., Lowry D., Zinngrebe E. Comment on `The Origins of Yakutian Eclogite Xenoliths' by G.A. Snyder, L.A. Taylor, G. Crozaz, A.N. Halliday, B.L. Beard, V.N. Sobolev and N.V. Sobolev // Journal of Petrology. 1998. V. 39. № 8. P. 1527-1533.

Jacob D.E., Schmickler B., Schulze D.J. Trace element geochemistry of coesite-bearing eclogites from the Roberts Victor kimberlite, Kaapvaal craton // Lithos. 2003. V. 71. № 2-4. P. 337–351.

Jacob D.E., Bizimis M., Salters V.J.M. Lu–Hf and geochemical systematics of recycled ancient oceanic crust: evidence from Roberts Victor eclogites // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2005. V. 148. № 6. P. 707–720.

Jacob D.E., Viljoen K.S., Grassineau N.V. Eclogite xenoliths from Kimberley, South Africa — A case study of mantle metasomatism in eclogites // Lithos. 2009. V. 112S. P. 1002–1013.

Jelsma H., Barnett W., Richards S., Lister G. Tectonic setting of kimberlites // Lithos. 2009. V. 112, Supplement 1. P. 155-165.

Jerde E.A., Taylor L.A., Crozaz G., Sobolev N.V., Sobolev V.N. Diamondiferous eclogites from Yakutia, Siberia: evidence for a diversity of protoliths // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1993. V. 114. № 2. P. 189-202.

Johnson R.E., Woermann E., Muan A. Equilibrium studies in the system MgO-"FeO"-TiO2 // American journal of science. 1971. V. 271. P. 278-292.

Kamber B.S., Collerson K.D. Role of 'hidden' deeply subducted slabs in mantle depletion // Chemical Geology. 2000. V. 166. №. 3-4. P. 241-254.

Karmalkar N.R., Duraiswami R.A., Chalapathi Rao N.V., Paul D.K. Mantle-derived Maficultramafic Xenoliths and the Nature of Indian Sub-continental Lithosphere // Journal Geological Society of India. 2009. V. 73. P. 657-679.

Kennedy C.S., Kennedy G.C. The equilibrium boundary between graphite and diamond // Journal of Geophysical Research. 1976. V. 81. P. 2467–2470.

Klemme S., Blundy J.D., Wood B.J. Experimental constraints on major and trace element partitioning during partial melting of eclogite // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2002. V. 66. № 17. P. 3109–3123.

König S., Münker C., Schuth S., Luguet A., Hoffmann J.E., Kuduon J. Boninites as windows into trace element mobility in subduction zones //Geochimica et Cosmochimica Acta. 2010. V. 74. P. 684–704.

Kogiso T., Hirschmann M.M. Partial melting experiments of bimineralic eclogite and the role of recycled mafic oceanic crust in the genesis of ocean island basalts // Earth and Planetary Science Letters. 2006. V. 249. № 3-4. P. 188–199.

Kopylova M.G., Russell J.K., Cookenboo H. Mapping the lithosphere beneath the north central Slave craton // Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference, Red Roof Design, Capetown. 1999. P. 468-479.

Krogh Ravna E.J. The garnet-clinopyroxene Fe²⁺-Mg geothermometer: an updated calibration // Journal of Metamorphic Geology. 2000. V.18. № 2. P. 211-219.

Le Roux V., Dasgupta R., Lee C.-T.A. Mineralogical heterogeneities in the Earth's mantle: Constraints from Mn, Co, Ni and Zn partitioning during partial melting // Earth and Planetary Science Letters. 2011. V. 307. № 3-4. P. 395–408.

Li Y.-B., Kimura J.-I., Machida S., Ishii T., Ishiwatari A., Maruyama S., Qiu H.-N., Ishikawa T., Kato Y., Haraguchi S., Takahata N., Hirahara Y., Miyazaki T. High-Mg Adakite and Low-Ca Boninite from a Bonin Fore-arc Seamount: Implications for the Reaction between Slab Melts and Depleted Mantle // Journal of Petrology. 2013. V. 54. № 6. P. 1149-1175.

Lindsley D.H. Pyroxene thermometry // American Mineralogist. 1983. V. 68. № 5-6. P. 477–493.

Locock A.J. An Excel spreadsheet to recast analyses of garnet into end-membercomponents, and a synopsis of the crystal chemistry of natural silicate garnets // Computers & Geosciences. 2008. V. 34. P. 1769-1780.

Ludwig K.R. Using Isoplot/Ex, Version 2.01: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 1999. № 1a. 47 p. MacGregor I.D., Carter J.L. The chemistry of clinopyroxenes and garnets of eclogite and peridotite xenoliths from the Roberts Victor Mine, South Africa // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1970. V. 3. P. 391-397.

MacGregor I.D., Manton W.I. Roberts Victor Eclogites: Ancient Oceanic Crust // Journal of Geophysical Research. 1986. V. 91. № B14. P. 14063-14079.

Mallik A., Dasgupta R. Reaction between MORB-eclogite derived melts and fertile peridotite and generation of ocean island basalts // Earth and Planetary Science Letters. 2012. V. 329-330. P. 97-108.

Mattey D., Lowry D., MacPherson C. Oxygen isotope composition of mantle peridotite // Earth and Planetary Science Letters. 1994. V. 128. P. 231–241.

McCandless T.E., Gurney J.J. Sodium in garnet and potassium in clinopyroxene: criteria for classifying mantle eclogites // In: Ross J. (ed.) Kimberlites and Related Rocks. Vol. 2. Their Mantle/Crust Setting, Diamonds and Diamond Exploration. Geological Society of Australia, Special Publications, 1989. № 14. P. 827–832.

McCulloch M.T., Gregory R.T., Wasserburg G.J., Taylor H.P. Sm-Nd, Rb-Sr, and ¹⁸O/¹⁶O Isotopic Systematics in an Oceanic Crustal Section: Evidence From the Samail Ophiolite // Journal of Geophysical Research. 1981. V. 86. № B4. P. 2721-2735.

McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223-253.

McKenzie D., O'nions R.K. Mantle reservoirs and ocean island basalts // Nature. 1983. V. 301. P. 229-231.

Meffre S., Falloon T.J., Crawford T.J., Hoernle K., Hauff F., Duncan R.A., Bloomer S.H., Wright D.J. Basalts erupted along the Tongan fore arc during subduction initiation: Evidence from geochronology of dredged rocks from the Tonga fore arc and trench //Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2012. V. 13. № 12.

Menzies M., Seyfried W.E. Basalt-seawater interaction trace element and strontium isotopic variations in experimentally altered glassy basalt // Earth and Planetary Science Letters. 1979. V. 44. P. 463-472.

Menzies A.H., Carlson R.W., Shirey S.B., Gurney J.J. Re–Os systematics of diamond-bearing eclogites from the Newlands kimberlite // Lithos. 2003. V. 71. № 2-4. P. 323-336.

Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram // Chemical Geology. 1986. V. 56. № 3. P. 207– 218. Milholland C.S., Presnall D.C. Liquidus Phase Relations in the CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂ System at 3.0 GPa: the Aluminous Pyroxene Thermal Divide and High-Pressure Fractionation of Picritic and Komatiitic Magmas // Journal of Petrology. 1998. V. 39. № 1. P. 3-27.

Misra K.C., Anand M., Taylor L.A., Sobolev N.V. Multi-stage metasomatism of diamondiferous eclogite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia, Siberia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2004. V. 146. №6. P. 696-714.

Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J. Nomenclature of pyroxenes // Mineralogical Magazine. 1988. V. 52. P. 535-550.

Muehlenbachs K. The oxygen isotopic composition of the oceans, sediments and the seafloor // Chemical Geology. 1998. V. 145. № 3-4. P. 263–273.

Muhling J.R., Griffin B.J. On recasting garnet analyses intoend-member molecules—revisited // Computers & Geosciences. 1991. V. 17. P. 161–170.

Mullen E.D. $MnO/TiO_2/P_2O_5$: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth and Planetary Science Letters. 1983. V. 62. P. 53-62.

Murton B.J., Peate D.W., Arculus R.J., Pearce J.A., van der Laan S. 12. Trace-Element Geochemistry Of Volcanic Rocks From Site 786: The Izu-Bonin Forearc // in Fryer P., Pearce J.A., Stokking L.B., et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Vol. 125. Bonin/Mariana region: covering Leg 125 of the cruises of the Drilling Vessel "Joides Resolution", Apra Harbor, Guam, to Tokyo, Japan, Sites 778-786, 15 February 1989–17 April 1989. – Texas A & M University, Ocean Drilling Program, 1992.

Nakamura D. A new formulation of garnet-clinopyroxene thermometer using large number of experimental data with graphite capsules // 19th General Meeting of the International Mineralogical Association, Kobe, Japan (July. 2006). Program & Abstract, 2006. P. 102.

Nakamura D. A new formulation of garnet-clinopyroxene geothermometer based on accumulation and statistical analysis of a large experimental data set // Journal of Metamorphic Geology. 2009. V. 27. P. 495-508.

Neal C.R., Taylor L.A. Comment on "Mantle eclogites: evidence of igneous fractionation in the mantle" by J.R. Smyth, F.A. Caporuscio and T.C. McCormick // Earth and Planetary Science Letters. 1990. V. 101. P. 112-119.

Neal C.R., Taylor L.A., Davidson J.P., Holden P., Halliday A.N., Nixon P.H., Paces J.B., Clayton R.N., Mayeda T.K. Eclogites with oceanic crustal and mantle signatures from the Bellsbank kimberlite, South Africa, part 2: Sr, Nd, and O isotope geochemistry // Earth and Planetary Science Letters. 1990. V. 99. P. 362-379.

O'Nions R.K., Carter S.R., Cohen R.S., Evensen N.M., Hamilton P.J. Pb, Nd and Sr isotopes in oceanic ferromanganese deposits and ocean floor basalts // Nature. 1978. V. 273. P. 435-438.

O'Reilly S.Y., Zhang M., Griffin W.L., Begg G., Hronsky J. Ultradeep continental roots and their oceanic remnants: A solution to the geochemical "mantle reservoir" problem? // Lithos. 2009. V. 112, Supplement 2. P. 1043-1054.

Ozima M., Podosek F.A. Noble gas geochemistry. Second edition. Cambridge University Press, 2004. – 286 pp.

Panjasawatwong Y., Danyushevsky L.V., Crawford A.J., Harris K.L. An experimental study of the effects of melt composition on plagioclase-melt equilibria at 5 and 10 kbar: implications for the origin of magmatic high-An plagioclase // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1995. V. 118. No. 4. P. 420-432.

Patel S.C., Ravi S., Thakur S.S., Rao T.K., Subbarao K.V. Eclogite xenoliths from Wajrakarur kimberlites, southern India // Mineralogy and Petrology. 2006. V. 88. №. 1-2. P. 363-380.

Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1979. V. 69. P. 33-47.

Pearce J.A., Thirlwall M.F., Ingram G., Murton B.J., Arculus R.J., van der Laan S. 13. Isotopic Evidence For The Origin Of Boninites And Related Rocks Drilled In The Izu-Bonin (Ogasawara) Forearc, Leg 1251 // in Fryer P., Pearce J.A., Stokking L.B., et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. V. 125. Bonin/Mariana region: covering Leg 125 of the cruises of the Drilling Vessel "Joides Resolution", Apra Harbor, Guam, to Tokyo, Japan, Sites 778-786, 15 February 1989–17 April 1989. – Texas A & M University, Ocean Drilling Program, 1992.

Pearson D.G., Snyder G.A., Shirey S.B., Taylor L.A., Sobolev N.V. Re-Os isotope evidence for a mid-Archaean age of diamondiferous eclogite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, Siberia: constraints on eclogite petrogenesis, and Archaean tectonics // Mineralogical Magazine. 1994. V. 58A. $N_{\rm P}$ 2. P. 705-706.

Pearson D.G., Snyder G.A., Shirey S.B., Taylor L.A., Carlson R.W., Sobolev N.V. Archaean Re–Os age for Siberian eclogites and constraints on Archaean tectonics // Nature. 1995. V. 374. P. 711-713.

Peltonen P., Kinnunen K.A., Huhma H. Petrology of two diamondiferous eclogite xenoliths from the Lahtojoki kimberlite pipe, eastern Finland // Lithos. 2002. V. 63. № 3-4. P. 151-164.

Pernet-Fisher J.F., Howarth G.H., Liu Y., Barry P.H., Carmody L., Valley J.W., Bodnar R.J., Spetsius Z.V., Taylor L.A. Komsomolskaya diamondiferous eclogites: evidence for oceanic crustal protoliths // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2014. V. 167. № 3. P. 1-17.

Polat A., Hofmann A.W., Rosing M.T. Boninite-like volcanic rocks in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the early Earth // Chemical Geology. 2002. V. 184. P. 231–254.

Pollack H.N., Chapman D.S. On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness // Tectonophysics. 1977. V. 38. P. 279–296.

Powell R. Regression diagnostics and robust regress in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited // Journal of Metamorphic Geology. 1985. V.3. № 3. P. 231-243.

Pyle J.M., Haggerty S.E. Eclogites and the metasomatism of eclogites from the Jagersfontein Kimberlite: Punctuated transport and implications for alkali magmatism // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1998. V. 62. № 7. P. 1207–1231.

Qi Qu, Taylor L.A., Snyder G.A., Sobolev N.V. Eclogites from the Obnazhennaya Kimberlite Pipe, Yakutia, Russia // International Geology Review. 1994. V. 36. P. 911-924.

Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D., Applegate G.S. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa // Chemical Geology. 1999. V. 160. № 4. P. 335–356.

Reagan M.K., Ishizuka O., Stern R.J., Kelley K.A., Ohara Y., Blichert-Toft J., Bloomer S.H., Cash J., Fryer P., Hanan B.B., Hickey-Vargas R., Ishii T., Kimura J.-I., Peate D.W., Rowe M.C., Woods M. Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana system // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2010. V. 11. № 3.

Ringwood A.E., Green D.H. An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications // Tectonophysics. 1966. V. 3. № 5. P. 383-427.

Robles-Cruz S.E., Escayola M., Jackson S.E., Galí S., Pervov V., Watangua M., Gonçalves A., Melgarejo J.C. U-Pb SHRIMP geochronology of zircon from the Catoca kimberlite, Angola: Implications for diamond exploration // Chemical Geology. 2012. V. 310-311. P. 137–147.

Rogers J.J.W. A History of Continents in the past Three Billion Years // The Journal of Geology. 1996. V. 104. № 1. P. 91-107.

Rollinson H. Early Earth Systems: a Geochemical Approach // Blackwell Publishing, Malden, Oxford, Carlton, 2007. – 285 pp.

Rubatto D., Hermann J. Zircon Behaviour in Deeply Subducted Rocks // Elements. 2007. V. 3. №. 1. P. 31-35.

Rudnick R.L., Barth M.G., McDonough W.F., Horn I. Rutiles in eclogites: a missing Earth reservoir found? // GSA abstr. 30. № 7. Toronto, 1998. A-207.

Rudnick R.L., Barth M., Horn I., McDonough W.F. Rutile-Bearing Refractory Eclogites: Missing Link Between Continents and Depleted Mantle // Science. 2000. V. 287. P. 278-281. Russell A.K., Kitajima K., Strickland A., L. Gordon Medaris Jr., Schulze D.J., Valley J.W. Eclogite-facies fluid infiltration: constraints from δ^{18} O zoning in garnet // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2013. V. 165. No 1. P. 103-116.

Schmickler B., Jacob D.E., Foley S.F. Eclogite xenoliths from the Kuruman kimberlites, South Africa: geochemical fingerprinting of deep subduction and cumulate processes // Lithos. 2004. V. 75. № 1-2. P. 173–207.

Schmidberger S.S., Heaman L.M., Simonetti A., Creaser R.A., Cookenboo H.O. Formation of Paleoproterozoic eclogitic mantle, Slave Province (Canada): Insights from in-situ Hf and U–Pb isotopic analyses of mantle zircons // Earth and Planetary Science Letters. 2005. V. 240. P. 621-633.

Schmidberger S.S., Simonetti A., Heaman L.M., Creaser R.A., Whiteford S. Lu–Hf, in-situ Sr and Pb isotope and trace element systematics for mantle eclogites from the Diavik diamond mine: Evidence for Paleoproterozoic subduction beneath the Slave craton, Canada // Earth and Planetary Science Letters. 2007. V. 254. P. 55-68.

Schulze D.J. Constraints on the abundance of eclogite in the upper mantle // Journal of Geophysical Research. 1989. V. 94. № B4. P. 4205-4212.

Schulze D.J., Valley J.W., Spicuzza M.J. Coesite eclogites from the Roberts Victor kimberlite, South Africa // Lithos. 2000. V. 54. № 1-2. P. 23–32.

Shushkanova A.V., Litvin Y.A. Experimental evidence for liquid immiscibility in the model system CaCO3–pyrope–pyrrhotite at 7.0 GPa: The role of carbonatite and sulfide melts in diamond genesis // The Canadian Mineralogist. 2008. V. 46. № 4. P. 991-1005.

Simakov S.K. Garnet-clinopyroxene and clinopyroxene geothermobarometry of deep mantle and crust eclogites and peridotites // Lithos. 2008. V. 106. P. 125-136.

Smart K.A., Heaman L.M., Chacko T., Simonetti A., Kopylova M., Mah D., Daniels D. The origin of high-MgO diamond eclogites from the Jericho Kimberlite, Canada // Earth and Planetary Science Letters. 2009. V. 284. № 3-4. P. 527–537.

Smart K.A., Chacko T., Stachel T., Tappe S., Stern R.A., Ickert R.B., EIMF. Eclogite formation beneath the northern Slave craton constrained by diamond inclusions: Oceanic lithosphere origin without a crustal signature // Earth and Planetary Science Letters. 2012. V. 319-320. P. 165–177.

Smart K.A., Chacko T., Simonetti A., Sharp Z.D., Heaman L.M. A Record of Paleoproterozoic Subduction Preserved inthe Northern Slave CratonicMantle: Sr–Pb–O Isotope andTrace-element Investigations of Eclogite Xenoliths from the Jericho and Muskox Kimberlites // Journal of Petrology. 2014. V. 55. № 3. P. 549-583.

Smith C.B. Pb, Sr, and Nd isotopic evidence for sources of southern African Cretaceous kimberlites // Nature. 1983. V. 304. P. 51-54.

Smit K.V., Stachel T., Creaser R.A., Ickert R.B., DuFrane S.A., Stern R.A. Seller M. Origin of eclogite and pyroxenite xenoliths from the Victor kimberlite, Canada, and implications for Superior craton formation // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2014. V. 125. P. 308–337.

Snyder G.A., Taylor L.A., Jerde E.A., Clayton R.N., Mayeda T.K., Deines P., Rossman G.R., Sobolev N.V. Archean mantle heterogeneity and the origin of diamondiferous eclogites, Siberia: Evidence from stable isotopes and hydroxyl in garnet // American Mineralogist. 1995. V. 80. P. 799-809.

Snyder G.A., Taylor L.A., Grozaz G., Halliday A.N., Beard B.L., Sobolev V.N., Sobolev N.V. The origins of Yakutian eclogite xenoliths // Journal of Petrology. 1997. V. 38. № 1. P. 85-113.

Snyder G.A., Taylor L.A., Beard B.L., Grozaz G., Halliday A.N., Sobolev V.N., Sobolev N.V. Reply to a Comment by D. Jacob *et al.* on 'The Origins of Yakutian Eclogite Xenoliths' // Journal of Petrology. 1998. V. 39. № 8. P. 1535-1543.

Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V., Yaxley G.M., Arndt N.T., Chung S.-L., Danyushevsky L.V., Elliott T., Frey F.A., Garcia M.O., Gurenko A.A., Kamenetsky V.S., Kerr A.C., Krivolutskaya N.A., Matvienkov V.V., Nikogosian I.K., Rocholl A., Sigurdsson I.A., Sushchevskaya N.M., Teklay M. The Amount of Recycled Crust in Sources of Mantle-Derived Melts // Science. 2007. V. 316. № 5823. P. 412-417.

Sobolev V.N., Taylor L.A., Snyder G.A., Sobolev N.V. Diamondiferous Eclogites from the Udachnaya Kimberlite Pipe, Yakutia // International Geology Review. 1994. V. 36. P. 42-64.

Sobolev N.V., Yefimova E.S. Composition and Petrogenesis of Ti-Oxides Associated with Diamonds // International Geology Review. 2000. V. 42. P. 758-767.

Spetsius Z.V., Taylor L.A. Partial Melting in Mantle Eclogite Xenoliths: Connections with Diamond Paragenesis // International Geology Review. 2002. V. 44. № 11. P. 973–987.

Stachel T., Viljoen K.S., McDade P., Harris J.W. Diamondiferous lithospheric roots along the western margin of the Kalahari Craton: the peridotitic inclusion suite in diamonds from Orapa and Jwaneng // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2004. V. 147. P. 32-47.

Sturm R. PX-NOM – an interactive spreadsheet program for the computation of pyroxene analyses derived from the electron microprobe // Computers & Geosciences. 2002. V. 28. P. 473-483.

Sun S.-s. McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications 1989. V. 42. P. 313-345.

Tackley P.J. Mantle convection and plate tectonics: Toward an integrated physical and chemical theory // Science. 2000. V. 288. № 5473. P. 2002-2007.

Taylor L.A., Anand M. Diamonds: time capsules from the Siberian Mantle // Chemie der Erde. 2004. V. 64. № 1. P. 1-74.

Taylor L.A., Neal C.R. Eclogites with Oceanic Crustal and Mantle Signatures from the Bellsbank Kimberlite, South Africa, Part I: Mineralogy, Petrography, and Whole Rock Chemistry // The Journal of Geology. 1989. V. 97. № 5. P. 551-567.

Taylor L.A., Neal C.R. Comment on "Trace-element crystal chemistry of mantle eclogites" by F.A. Caporuscio and J.R. Smyth // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1993. V. 113. P. 280-284.

Taylor L.A., Snyder G.A., Grozaz G., Sobolev V.N., Yefimova E.S., Sobolev N.V. Eclogitic inclusions in diamonds: Evidence of complex mantle processes over time // Earth and Planetary Science Letters. 1996. V. 142. № 3-4. P. 535–551.

Taylor L.A., Snyder G.A., Keller R.A., Remley D.A., Anand M., Wiesli R., Valley J., Sobolev N.V. Petrogenesis of group A eclogites and websterites: evidence from the Obnazhennaya kimberlite, Yakutia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2003. V. 145. № 4. P. 424–443.

Valley J.W. Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks // In: Valley J.W., Taylor H.P., O'Neil J.R. (eds) Stable isotopes in high temperature geological processes, Reviews in mineralogy and geochemistry, Mineralogical Society of America, Washington DC. 1986. V. 16. № 1. P. 445-489.

Valley J.W., Kinny P.D., Schulze D.J., Spicuzza M.J. Zircon megacrysts from kimberlite: oxygen isotope variability among mantle melts // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1998. V. 133. № 1-2. P. 1-11.

Valley J.W. Oxygen isotopes in zircon // Reviews in mineralogy and geochemistry. 2003. V. 53. № 1. P. 343-385.

Viljoen F., Dobbe R., Harris J., Smit B. Trace element chemistry of mineral inclusions in eclogitic diamonds from the Premier (Cullinan) and Finsch kimberlites, South Africa: Implications for the evolution of their mantle source // Lithos. 2010. V. 118. № 1-2. P. 156-168.

Viljoen K.S., Schulze D.J., Quadling A.G. Contrasting Group I and Group II Eclogite Xenolith Petrogenesis: Petrological, Trace Element and Isotopic Evidence from Eclogite, Garnet-Websterite and Alkremite Xenoliths in the Kaalvallei Kimberlite, South Africa // Journal of Petrology. 2005. V. 46. № 10. P. 2059–2090.

Walter M.J. Melting of Garnet Peridotite and the Origin of Komatiite and Depleted Lithosphere // Journal of Petrology. 1998. V. 39. №1. P. 29-60.

Wedepohl K.H. Tholeitic basalts from spreading ocean ridges // Naturwissenschaften. 1981. V. 68. № 3. P. 110-119.

Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // In: McKibben M.A., Shanks III W.C. and Ridley W.I. (eds), Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Reviews in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1-35.

Windom K.E., Boettcher A.L. Phase relations for the joins jadeite-enstatite and jadeite-forsterite at 28 kb and their bearing on basalt genesis // American Journal of Science. 1981. V. 281. P. 335-351.

Woodland A.B., Ross Ch.R. II. A Crystallographic and Mössbauer Spectroscopy Study of $Fe_3^{2+}Al_2Si_3O_{12} - Fe_3^{2+}Fe_2^{3+}Si_3O_{12}$, (Almandine – «Skiagite») and $Ca_3Fe_2^{3+}Si_3O_{12} - Fe_3^{2+}Fe_2^{3+}Si_3O_{12}$ (Andradite – «Skiagite») Garnet Solid Solutions // Physics and chemistry of minerals. 1994. V. 21. P. 117-132.

Woodland A.B., Seitz H.-M., Altherr R., Marschall H., Olker B. and Ludwig T. Li abundances in eclogite minerals: a clue to a crustal or mantle origin? // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2002. V. 143. P. 587–601.

Yaxley G.M., Green D.H. Reactions between eclogite and peridotite: mantle refertilisation by subduction of oceanic crust // Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen. 1998. V. 78. № 2. P. 243-255.

Yaxley G.M., Sobolev A.V. High-pressure partial melting of gabbro and its role in the Hawaiian magma source // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2007. V. 154. P. 371–383.

Zhang R.Y., Liou J.G. Partial transformation of gabbro to coesite-bearing eclogite from Yangkou, the Sulu terrane, eastern China // Journal of Metamorphic Geology. 1997. V. 15. № 2. P. 183–202.

Zindler A., Hart S. Chemical Geodynamics // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 1986. V. 14. P. 493-571.

Приложение

Таблица 1. Химический состав центральных гомогенных неизмененных частей зерен гранатов и измененных периферийных частей из высокоглиноземистых эклогитовых ксенолитов (в мас.%). Составы измененных участков расположены в таблице в порядке возрастания MgO, он может не совпадать с удаленностью от центральной, неизмененной части зерна.

Образец	Ν	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма	Mg#
Cat-12 core	9	39.65	0.27	22.85	0.00	0.00	13.47	0.28	7.99	15.48	100.00	51.4
Cat-12 alt1	1	40.08	0.23	22.70	0.00	n.d.	13.79	0.34	8.74	14.13	100.01	53.0
Cat-12 alt2	1	39.82	0.31	23.13	0.00	n.d.	13.88	0.39	9.80	12.66	99.99	55.7
Cat-12 alt3	1	39.25	0.49	22.76	0.00	n.d.	15.16	0.13	9.81	12.41	100.01	53.6
Cat-12 alt4	1	40.29	0.28	23.02	0.00	n.d.	15.32	0.14	10.18	10.77	100.00	54.2
Cat-12 alt5	1	40.02	0.47	22.66	0.00	n.d.	14.72	0.08	10.19	11.86	100.00	55.2
Cat-12 alt6	1	39.49	0.33	22.33	0.00	n.d.	15.62	0.35	10.36	11.51	99.99	54.2
Cat-12 alt7	1	40.19	0.38	22.67	0.00	n.d.	14.75	0.15	10.56	11.29	99.99	56.1
Cat-12 alt8	1	39.47	0.53	23.05	0.00	n.d.	14.65	0.19	10.61	11.52	100.02	56.3
Cat-12 alt9	1	39.73	0.42	22.74	0.00	n.d.	14.74	0.22	10.77	11.37	99.99	56.6
Cat-12 alt10	1	40.32	0.36	22.53	0.00	n.d.	14.78	0.31	10.81	10.89	100.00	56.6
Cat-12 alt11	1	39.75	0.36	22.76	0.00	n.d.	14.59	0.27	11.15	11.11	99.99	57.7
Cat-12 alt12	1	40.72	0.39	22.57	0.00	n.d.	13.84	0.37	11.31	10.81	100.01	59.3
Cat-12 alt13	1	39.91	0.36	22.50	0.00	n.d.	15.70	0.24	11.44	9.84	99.99	56.5
Cat-12 alt14	1	40.21	0.53	22.79	0.00	n.d.	13.70	0.30	11.53	10.94	100.00	60.0
Cat-12 alt15	1	40.08	0.34	23.60	0.00	n.d.	14.55	0.40	11.59	9.45	100.01	58.7
Cat-12 alt16	1	40.31	0.35	22.46	0.00	n.d.	14.04	0.36	12.18	10.30	100.00	60.7
Cat-12 alt17	1	40.62	0.74	22.87	0.00	n.d.	13.89	0.38	12.46	9.03	99.99	61.5
Cat-9 core	7	39.42	0.32	22.62	0.00	0.29	14.02	0.26	7.99	15.11	100.03	50.2
Cat-9 alt1	1	39.97	0.23	23.11	0.00	n.d.	13.76	0.19	9.16	13.58	100.00	54.3
Cat-9 alt2	1	39.05	0.30	22.60	0.00	n.d.	14.94	0.19	9.26	13.66	100.00	52.5
Cat-9 alt3	1	39.37	0.40	22.57	0.00	n.d.	15.30	0.13	9.88	12.34	99.99	53.5
Cat-9 alt4	1	40.11	0.29	22.55	0.00	n.d.	14.73	0.19	9.94	12.20	100.01	54.6
Cat-9 alt5	1	39.44	0.46	22.74	0.00	n.d.	14.84	0.44	10.51	11.57	100.00	55.8
Cat-9 alt6	1	40.43	0.26	22.64	0.00	n.d.	15.02	0.23	10.97	10.45	100.00	56.6
Cat-9 alt7	1	39.61	0.30	22.70	0.00	n.d.	15.20	0.26	11.04	10.90	100.01	56.4
Cat-9 alt8	1	39.62	0.35	22.61	0.00	n.d.	15.42	0.23	11.17	10.60	100.00	56.3
Cat-9 alt9	1	39.51	0.47	22.54	0.00	n.d.	15.57	0.29	11.41	10.20	99.99	56.6
Cat-9 alt10	1	39.69	0.34	22.84	0.00	n.d.	15.20	0.37	12.01	9.56	100.01	58.5
Cat-9 alt11	1	39.82	0.38	22.63	0.00	n.d.	14.80	0.27	12.17	9.94	100.01	59.4
Cat-9 alt12	1	40.20	0.62	22.77	0.00	n.d.	14.20	0.44	12.23	9.55	100.01	60.5
Cat-9 alt13	1	39.93	0.42	22.56	0.00	n.d.	15.20	0.30	12.33	9.26	100.00	59.1
Cat-9 alt14	1	40.07	0.45	22.71	0.00	n.d.	14.82	0.34	12.60	9.02	100.01	60.2
Cat-14 core	9	39.31	0.19	22.63	0.09	0.00	14.78	0.17	8.83	13.88	99.88	51.6
Cat-4 core	5	40.56	0.40	23.00	0.29	0.16	10.21	0.18	12.69	12.53	100.02	68.6

Продолжение табл. 1.

Cat-4 alt1	1	41.02	0.20	23.81	0.36	n.d.	10.44	0.00	13.39	10.78	100.00	69.6
Cat-4 alt2	1	40.35	0.22	23.37	0.22	n.d.	10.80	0.26	14.41	10.38	100.01	70.4
Cat-10 core	7	40.65	0.37	23.15	0.19	0.00	9.64	0.14	12.24	13.63	100.02	69.3
Cat-10 alt1	1	40.51	0.34	22.73	0.21	n.d.	10.79	0.29	13.79	11.33	99.99	69.5
Cat-10 alt2	1	40.50	0.77	23.43	0.27	n.d.	10.15	0.12	13.68	11.08	100.00	70.6
Cat-10 alt3	1	40.56	0.63	22.64	0.20	n.d.	11.29	0.37	14.99	9.33	100.01	70.3
Cat-33 core	9	39.85	0.21	23.03	0.00	0.24	15.90	0.30	10.65	9.86	100.03	54.1
Cat-33 alt1	1	39.83	0.11	23.31	0.00	n.d.	16.23	0.49	11.02	9.01	100.00	54.8
Cat-33 alt2	1	40.70	0.13	22.60	0.00	n.d.	15.32	0.36	11.11	9.77	99.99	56.4
Cat-33 alt3	1	40.10	0.53	22.86	0.00	n.d.	17.09	0.39	11.83	7.21	100.01	55.2
Cat-33 alt4	1	40.54	0.44	22.70	0.00	n.d.	15.53	0.27	12.88	7.65	100.01	59.6
Cat-33 alt5	1	41.16	0.28	22.57	0.00	n.d.	15.34	0.29	13.57	6.79	100.00	61.2
Cat-33 alt6	1	40.80	0.47	22.78	0.00	n.d.	15.21	0.36	13.69	6.70	100.01	61.6
Cat-33 alt7	1	40.29	0.25	23.10	0.00	n.d.	14.68	0.35	14.17	7.16	100.00	63.2
Cat-33 alt8	1	40.47	0.27	23.06	0.00	n.d.	15.01	0.33	14.33	6.53	100.00	63.0
Cat-33 alt9	1	41.16	0.43	22.93	0.00	n.d.	13.71	0.41	14.71	6.65	100.00	65.7

*N – количество точек, соге – центральные части зерен, alt – измененные части зерен. Mg# = Mg/(Mg+Fe²⁺).

Таблица 2. Химический состав центральных гомогенных неизмененных частей зерен клинопироксенов и измененных периферийных частей из высокоглиноземистых эклогитовых ксенолитов (в мас.%). Составы измененных участков расположены в таблице в порядке возрастания CaO, он может не совпадать с удаленностью от центральной, неизмененной части зерна.

Образец	Ν	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	Mg#
Cat-12 core	9	56.83	0.31	17.02	0.00	0.57	1.70	0.12	5.95	9.91	7.62	100.03	84.4
Cat-12 alt1	1	52.92	0.39	14.38	0.00	n.d.	3.16	0.00	8.38	15.10	5.67	100.00	82.5
Cat-12 alt2	1	53.87	0.50	10.99	0.00	n.d.	3.46	0.10	10.73	16.91	3.45	100.01	84.7
Cat-9 core	7	56.68	0.31	16.18	0.00	0.44	1.69	0.09	6.14	9.91	8.59	100.03	85.3
Cat-9 alt1	1	53.19	0.46	16.59	0.15	n.d.	2.84	0.00	7.11	13.33	6.33	100.00	81.7
Cat-14 core	3	56.27	0.27	16.99	0.04	0.43	1.71	0.01	6.24	11.01	7.06	100.03	85.4
Cat-14 alt1	1	53.03	0.44	12.16	0.00	n.d.	3.04	0.04	10.89	15.30	5.10	100.00	86.5
Cat-14 alt2	1	52.06	0.48	10.58	0.00	n.d.	4.25	0.00	11.19	17.93	3.51	100.00	82.4
Cat-4 core	6	55.15	0.38	19.73	0.38	0.35	1.28	0.11	5.19	8.03	9.46	100.04	86.5
Cat-4 alt1	1	54.28	0.50	19.99	0.42	n.d.	1.83	0.13	5.76	8.64	8.46	100.01	84.9
Cat-4 alt2	1	52.70	0.55	19.61	0.39	n.d.	2.75	0.00	6.06	10.00	7.95	100.01	79.7
Cat-10 core1	3	55.36	0.33	18.78	0.24	0.27	1.32	0.00	5.96	8.75	8.98	99.99	88.0
Cat-10 core2	3	55.76	0.33	17.59	0.32	0.30	1.48	0.00	6.35	9.63	8.35	100.10	87.5
Cat-10 alt1	1	54.04	0.55	18.51	0.25	n.d.	2.19	0.06	6.82	9.79	7.80	100.01	84.7
Cat-10 alt2	1	54.46	0.54	16.48	0.27	n.d.	2.71	0.00	7.15	10.66	7.72	99.99	82.5
Cat-10 alt3	1	52.14	1.11	12.88	0.32	n.d.	2.75	0.00	10.33	16.09	4.37	99.99	87.0
Cat-10 alt4	1	51.05	1.18	9.18	0.33	n.d.	4.01	0.00	11.82	19.80	2.62	99.99	84.0
Cat-33 core	8	56.79	0.32	13.98	0.16	0.61	2.49	0.00	7.68	10.76	7.30	100.08	83.2
Cat-33 alt1	1	54.83	0.76	11.77	0.08	n.d.	3.97	0.00	9.52	13.12	5.95	100.00	81.0
Cat-33 alt2	1	53.90	0.69	13.03	0.00	n.d.	4.40	0.00	8.93	13.42	5.63	100.00	78.3
Cat-33 alt3	1	54.12	0.44	9.78	0.02	n.d.	4.47	0.00	10.85	16.27	4.05	100.00	81.2
Cat-33 alt4	1	54.35	0.56	9.63	0.10	n.d.	3.97	0.00	10.54	16.93	3.92	100.00	82.6
Cat-33 alt5	1	53.55	0.31	9.91	0.00	n.d.	4.33	0.00	10.89	17.19	3.82	100.00	81.8
Cat-33 alt6	1	52.79	0.59	6.09	0.00	n.d.	4.27	0.00	16.35	17.90	2.01	100.00	87.2
Cat-33 alt7	1	53.40	0.44	5.94	0.00	n.d.	4.14	0.00	14.97	18.88	2.23	100.00	86.6
Cat-33 alt8	1	53.44	0.70	6.58	0.00	n.d.	4.45	0.00	13.00	19.41	2.42	100.00	83.9

*N – количество точек, соге – центральные части зерен, alt – измененные части зерен. Mg# = Mg/(Mg+Fe^{2+}).

Таблица 3. Химический состав центральных гомогенных неизмененных частей зерен гранатов и измененных периферийных частей из низкомагнезиальных эклогитовых ксенолитов (в мас.%). Составы измененных участков расположены в таблице в порядке возрастания MgO, он может не совпадать с удаленностью от центральной, неизмененной части зерна.

Образец	N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма	Mg#
Cat-7 core	8	39.92	0.24	22.77	0.00	0.36	17.62	0.37	11.22	7.50	100.00	52.9
Cat-13 core	6	39.25	0.18	22.50	0.13	0.00	16.02	0.18	9.74	11.91	99.91	52.0
Cat-13 alt1	2	39.24	0.20	22.52	0.15	0.00	16.84	0.23	10.39	10.34	99.91	52.4
Cat-11core	5	39.34	0.18	22.45	0.13	0.00	17.30	0.24	10.51	9.73	99.88	52.2
Cat-11 alt1	1	40.38	0.30	22.68	0.00	n.d.	15.98	0.39	13.54	6.73	100.00	60.2
Cat-11 alt2	1	40.47	0.00	22.52	0.00	n.d.	15.84	0.29	13.69	7.19	100.00	60.6
Cat-11 alt3	1	40.56	0.38	23.14	0.00	n.d.	14.78	0.30	14.19	6.65	100.00	63.1
Cat-34 core	11	40.07	0.16	22.88	0.00	0.29	15.20	0.29	11.39	9.74	100.03	57.0
Cat-34 alt1	2	40.60	0.29	22.63	0.00	n.d.	14.47	0.33	13.98	7.71	100.00	63.3
Cat-22 core	7	39.98	0.30	23.02	0.00	0.27	15.74	0.31	13.05	7.35	100.03	59.5
Cat-22 alt1	1	41.75	0.19	24.20	0.00	n.d.	12.52	0.33	14.61	6.40	100.00	67.5
Cat-3 core	4	39.05	0.24	21.99	0.02	0.18	20.99	0.38	9.05	7.99	99.89	43.3
Cat-3 alt1	5	39.50	0.11	22.28	0.05	n.d.	19.73	0.38	10.36	7.59	100.00	48.3
Cat-3 alt2	1	40.60	0.40	22.18	0.00	n.d.	17.02	0.45	13.02	6.33	100.00	57.7
Cat-3 alt3	1	40.49	0.32	22.88	0.21	n.d.	15.08	0.37	14.70	5.95	100.00	63.5
Cat-3 alt4	1	40.80	0.61	22.47	0.40	n.d.	13.34	0.53	16.85	5.00	100.00	69.2
Cat-5 core1	3	39.52	0.00	22.43	0.00	1.16	18.25	0.35	10.13	8.28	100.12	49.7
Cat-5 core2	3	39.68	0.20	22.58	0.00	0.65	18.44	0.42	11.16	6.92	100.05	51.9
Cat-5 alt1	3	40.02	0.19	22.48	0.00	n.d.	17.86	0.41	12.29	6.75	100.00	55.1
Cat-5 alt2	1	39.53	0.17	22.58	0.00	n.d.	17.98	0.56	11.56	7.62	100.00	53.4
Cat-23 core	10	39.99	0.21	22.73	0.00	0.34	16.37	0.41	11.71	8.27	100.03	55.8
Cat-23 alt1	1	40.16	0.76	22.94	0.00	n.d.	15.79	0.45	12.03	7.88	100.01	56.9
Cat-23 alt2	1	39.86	0.31	22.85	0.00	n.d.	16.81	0.42	12.22	7.53	100.00	55.1
Cat-23 alt3	1	40.76	0.51	23.04	0.00	n.d.	14.23	0.47	15.46	5.53	100.00	63.9
Cat-23 alt4	1	40.79	0.61	22.79	0.46	n.d.	12.55	0.40	17.43	4.97	100.00	68.4
Cat-1 core	21	39.63	0.28	22.46	0.06	0.11	18.44	0.28	11.49	7.17	99.92	52.4
Cat-1 alt1	4	40.76	0.35	22.77	0.03	n.d.	14.28	0.34	15.72	5.75	100.00	62.3
Cat-1 alt2	2	41.00	0.36	23.00	0.00	n.d.	12.70	0.32	17.44	5.18	100.00	66.2
Cat-1 alt3	1	41.62	0.56	22.73	0.02	n.d.	11.61	0.41	18.22	4.83	100.00	68.1
Cat-15 core1	9	40.53	0.28	22.93	0.04	0.64	13.84	0.26	14.50	7.02	100.04	64.7
Cat-15 core2	2	40.57	0.28	23.20	0.06	0.89	13.23	0.25	15.14	6.48	100.10	66.4

N – количество точек, соге – центральные части зерен, alt – измененные части зерен. Mg# = Mg/(Mg+Fe²⁺).

Таблица 4. Химический состав центральных гомогенных неизмененных частей зерен клинопироксенов и измененных периферийных частей из низкомагнезиальных эклогитовых ксенолитов (в мас.%). Составы измененных участков расположены в таблице в порядке возрастания CaO, он может не совпадать с удаленностью от центральной, неизмененной части зерна.

Образец	Ν	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	Mg#
Cat-7 core	8	57.31	0.35	14.86	0.01	0.97	2.28	0.07	6.81	9.15	8.20	100.00	81.7
Cat-7 alt1	2	56.47	0.49	14.37	0.00	n.d.	3.58	0.09	7.50	9.47	8.05	100.01	78.9
Cat-7 alt2	1	55.14	0.46	11.98	0.00	n.d.	4.15	0.17	9.69	11.99	6.43	100.01	80.6
Cat-7 alt3	1	54.25	0.69	13.17	0.23	n.d.	4.15	0.00	8.88	12.08	6.56	100.01	79.2
Cat-7 alt4	1	55.00	0.74	11.41	0.00	n.d.	4.17	0.00	10.29	12.12	6.26	99.99	81.5
Cat-7 alt5	1	53.81	0.48	12.79	0.00	n.d.	4.29	0.00	8.87	14.79	4.97	100.00	78.7
Cat-7 alt6	2	53.32	0.49	11.17	0.00	n.d.	5.26	0.03	9.83	15.10	4.83	100.00	76.9
Cat-7 alt7	3	52.18	0.35	11.55	0.00	n.d.	5.99	0.10	9.41	16.18	4.26	100.00	73.7
Cat-7 alt8	1	53.65	0.36	9.42	0.00	n.d.	4.48	0.19	10.75	17.07	4.08	100.00	81.0
Cat-7 alt9	1	52.83	0.59	7.77	0.00	n.d.	4.58	0.00	13.36	18.37	2.51	100.01	83.9
Cat-7 alt10	1	52.13	0.59	6.98	0.00	n.d.	5.13	0.00	13.61	19.10	2.47	100.01	82.5
Cat-13 core	5	55.82	0.27	13.11	0.16	0.58	2.44	0.02	8.26	13.29	5.99	99.94	84.5
Cat-13 alt1	1	55.22	0.92	10.15	0.00	n.d.	4.69	0.00	9.65	13.38	6.00	100.01	78.6
Cat-13 alt2	1	53.21	0.38	9.43	0.00	n.d.	5.25	0.00	10.55	18.02	3.17	100.01	78.2
Cat-13 alt3	1	54.23	0.47	7.36	0.00	n.d.	3.75	0.00	11.76	18.91	3.51	99.99	84.8
Cat-11 core	3	56.01	0.27	12.88	0.16	0.88	2.35	0.01	8.25	13.17	5.99	99.97	84.3
Cat-11 alt1	2	53.73	0.45	8.62	0.09	n.d.	5.10	0.00	11.78	16.56	3.69	100.00	80.5
Cat-11 alt2	1	53.16	0.59	4.47	0.22	n.d.	5.86	0.00	13.54	20.37	1.80	100.01	80.5
Cat-34 core	11	56.42	0.28	11.56	0.00	0.62	2.63	0.00	9.35	12.83	6.30	100.00	85.1
Cat-34 alt1	1	52.49	0.15	10.92	0.00	n.d.	5.15	0.00	14.52	14.32	2.45	100.00	83.4
Cat-34 alt2	2	53.41	0.49	11.59	0.00	n.d.	4.27	0.00	10.16	15.17	4.92	99.99	80.9
Cat-34 alt3	2	54.83	0.40	8.54	0.00	n.d.	4.10	0.07	11.26	16.59	4.24	100.01	83.0
Cat-34 alt4	2	54.96	0.49	8.06	0.00	n.d.	4.24	0.00	11.19	17.17	3.91	100.01	82.5
Cat-34 alt5	3	53.50	0.27	8.36	0.00	n.d.	4.05	0.00	11.65	18.67	3.51	100.00	83.7
Cat-22 core	10	56.62	0.36	12.26	0.00	0.57	3.05	0.00	8.54	11.37	7.25	100.00	82.2
Cat-22 alt1	1	55.91	0.42	11.62	0.00	n.d.	3.53	0.00	9.32	12.82	6.38	100.00	82.5
Cat-22 alt2	1	54.94	0.57	9.15	0.00	n.d.	5.07	0.00	10.78	14.45	5.05	100.01	79.1
Cat-22 alt3	1	53.06	0.69	7.89	0.18	n.d.	4.68	0.00	11.81	18.19	3.50	100.00	81.8
Cat-3 core	10	55.23	0.33	8.28	0.16	2.69	3.65	0.05	9.73	14.76	5.11	99.99	78.1
Cat-3 alt1	1	54.76	0.32	3.82	1.21	n.d.	4.74	0.15	15.38	16.85	2.76	99.99	85.3
Cat-3 alt3	4	53.85	0.40	5.93	0.26	n.d.	6.76	0.02	11.25	18.05	3.50	100.00	74.8
Cat-3 alt2	2	52.90	0.48	6.22	0.17	n.d.	7.32	0.10	10.93	18.71	3.15	99.95	72.7
Cat-5 core	14	55.72	0.41	9.45	0.03	2.10	3.09	0.04	9.55	13.79	5.82	100.00	80.8
Cat-23 core	6	55.62	0.33	10.85	0.00	1.18	3.07	0.09	9.40	13.44	6.04	100.02	82.3
Cat-23 alt1	1	54.09	0.48	9.53	0.00	n.d.	5.08	0.12	11.09	15.20	4.42	100.01	79.6
Cat-23 alt2	1	53.90	0.38	7.75	0.00	n.d.	5.62	0.11	11.09	17.68	3.47	100.00	77.9
Cat-23 alt3	1	54.02	0.49	6.52	0.00	n.d.	5.41	0.04	11.66	18.02	3.83	99.99	79.3
Cat-1core	7	55.37	0.33	9.47	0.15	1.06	3.99	0.05	9.93	14.59	5.10	100.04	79.8

Продолжение табл. 4.

Cat-1 alt1	2	54.44	0.65	8.30	0.07	n.d.	5.16	0.10	11.79	15.24	4.26	99.99	80.3
Cat-1 alt2	1	53.83	0.92	8.03	0.00	n.d.	6.37	0.00	11.21	15.57	4.07	100.00	75.8
Cat-1 alt3	1	55.00	0.38	5.85	0.13	n.d.	5.32	0.00	12.79	17.40	3.13	100.00	81.1
Cat-1 alt4	1	52.47	0.23	7.44	0.30	n.d.	7.13	0.09	10.95	18.40	2.99	100.00	73.2
Cat-1 alt5	1	53.67	0.19	5.99	0.13	n.d.	6.10	0.00	12.20	18.68	3.03	99.99	78.1
Cat-1 alt6	2	52.72	0.51	6.38	0.05	n.d.	6.71	0.11	11.28	19.60	2.66	100.00	75.0
Cat-15 core	9	55.71	0.55	9.93	0.08	1.89	2.31	0.03	10.04	13.68	5.79	100.00	85.0
Cat-15 alt1	2	54.70	0.53	6.20	0.16	n.d.	4.64	0.12	13.86	16.34	3.47	100.00	84.2
Cat-15 alt2	1	53.83	0.48	7.45	0.16	n.d.	5.30	0.03	11.35	18.07	3.34	100.01	79.2

*N – количество точек, соге – центральные части зерен, alt – измененные части зерен. Mg# = Mg/(Mg+Fe²⁺).

Таблица 5. Химический состав (в мас.%) и формулы рутилов и ильменитов из низкомагнезиальных эклогитовых ксенолитов.

Образец	Мин.	Зерно	Область	N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Nb ₂ O ₅	Сумма		
Kat-3	Ilm	m2	bar_c	1	0.26	55.68	0.21	0.00	40.06	1.59	1.85	0.00	99.65		
Kat-3	Ilm	m2	bar_c	1	0.16	57.20	0.22	0.19	38.87	1.34	2.01	0.00	99.99		
Kat-3	Ilm	m2	bar	1	0.35	53.90	0.00	0.00	40.57	1.79	3.39	0.00	100.00		
Kat-3	Ilm	m2	bar_r	1	0.29	55.49	0.19	0.00	35.99	1.55	6.18	0.00	99.69		
Kat-3	Ilm	m2	edging	2	0.10	54.86	0.22	0.00	35.30	1.56	7.72	0.00	99.74		
Kat-3	Ilm	m3	edging	1	0.34	52.22	0.84	0.00	40.50	1.56	4.47	0.00	99.93		
Kat-3	Ilm	m3	edging	1	0.27	53.53	0.10	0.00	39.11	1.69	5.20	0.00	99.90		
Kat-3	Ilm	m2/m1	edging	3	0.24	54.46	0.18	0.10	37.49	1.54	6.00	0.00	100.01		
Kat-3	Rt	m2	core	1	0.12	97.81	0.66	0.00	0.57	0.00	0.00	0.84	100.00		
Kat-3	Rt	m2	rim	3	0.15	97.53	0.38	0.17	0.80	0.10	0.00	0.87	100.00		
Kat-3	Rt	m3	core	1	0.24	98.40	0.59	0.00	0.37	0.00	0.00	0.00	99.60		
Kat-3	Rt	m3	rim	1	0.13	98.02	0.12	0.00	1.62	0.00	0.00	0.12	100.01		
Kat-3	Rt	m1	rim	1	0.14	98.78	0.30	0.00	0.78	0.00	0.00	0.00	100.00		
Kat-11	Rt	m1	core	1	0.00	96.97	0.86	0.35	1.22	0.00	0.00	0.60	100.00		
Kat-13	Rt	m1	core	1	0.17	96.55	1.14	0.20	1.29	0.00	0.13	0.34	99.82		
Kat-15	Rt	m2	core	4	0.35	97.68	0.30	0.00	0.52	0.00	0.10	1.07	100.00		
		1	1	1											
Образец	Мин.	Зерно	Область		Формула										
Kat-3	Ilm	m2	bar_c				$(Fe_{0.})$	$_{83}Mg_{0.07}$	$Mn_{0.03})_0$.93Ti _{1.03} C	$D_{3.00}$				
Kat-3	Ilm	m2	bar_c				$(Fe_{0.})$	$_{79}Mg_{0.07}$	$Mn_{0.03})_0$.90Ti1.05	$D_{3.00}$				
Kat-3	Ilm	m2	bar_c				(Fe_0)	$_{84}Mg_{0.12}$	$Mn_{0.04})_1$.00Ti1.00	O _{3.00}				
Kat-3	Ilm	m2	bar_r				$(Fe_{0.})$	$_{73}Mg_{0.22}$	$Mn_{0.03})_0$.98Ti1.01	D _{3.00}				
Kat-3	Ilm	m2	edging				(Fe_0)	$_{71}Mg_{0.28}$	$Mn_{0.03})_1$.02Ti0.99	D _{3.00}				
Kat-3	Ilm	m3	edging				(Fe _{0.}	$_{84}Mg_{0.17}$	$Mn_{0.03})_1$	_{.04} Ti _{0.97} O	D _{3.00}				
Kat-3	Ilm	m3	edging				(Fe _{0.}	$_{80}Mg_{0.19}$	$Mn_{0.03})_1$.02Ti0.98	D _{3.00}				
Kat-3	Ilm	m2/m1	edging				$(Fe_{0.})$	$_{76}Mg_{0.22}$	$Mn_{0.03})_1$.01Ti0.99	O _{3.00}				
Kat-3	Rt	m2	core				()	$\Gamma_{i_{0.99}}(Fe^2)$	⁺ ,Nb) _{0.0}	$(1)_{1.00}O_{2.0}$	00				
Kat-3	Rt	m2	rim				(T	$i_{0.99}$ Fe ²⁺ 0	_{0.01} Nb _{<0.0}	$(01)_{1.00}O_2$.00				
Kat-3	Rt	m3	core	$(Ti_{1.00}Fe^{2+}_{<0.01})_{1.00}O_{2.00}$											
Kat-3	Rt	m3	rim	$(Ti_{0.99}Fe^{2+}_{0.02}Nb_{<0.01})_{1.01}O_{2.00}$											
Kat-3	Rt	m1	rim					(Ti _{1.00} F	$e^{2+}_{0.01})_{1.}$	₀₁ O _{2.00}					
Kat-11	Rt	m1	core				(T	$i_{0.99} \overline{Fe^{2+}}_{0}$	0.01Nb<0.0	$(1)_{1.00}O_2$.00				
Kat-13	Rt	m1	core	$(Ti_{0.99}Fe^{2+}_{0.01}(Mg,Nb)_{<0.01})_{1.00}O_{2.00}$											
Kat-15	Rt	m2	core				(Ti ₀	.99(Fe ²⁺ ,I	Nb,Mg)	$(0.01)_{1.00}$ C) _{2.00}				

*N – количество точек, bar_c – ламель в центре зерна рутила, bar_r – ламель на краю зерна рутила, edging – ильменитовая кайма, core – центральные части зерен, rim – краевые части зерен

Таблица 6. Химический состав центральных гомогенных неизмененных частей зерен клинопироксенов и измененных периферийных частей из высокомагнезиальных эклогитовых ксенолитов (в мас.%). Составы измененных участков расположены в таблице в порядке возрастания CaO, он может не совпадать с удаленностью от центральной, неизмененной части зерна.

Образец	Ν	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	Mg#
Cat-18 core	10	55.48	0.33	6.45	0.27	1.37	1.78	0.04	13.24	16.99	4.05	100.00	90.8
Cat-18 alt1	1	55.21	0.57	6.44	0.30	n.d.	3.65	0.26	13.35	17.14	3.09	100.01	86.7
Cat-18 alt2	1	54.61	0.24	6.02	0.47	n.d.	2.69	0.00	14.77	18.27	2.93	100.00	90.7
Cat-18 alt3	1	54.81	0.23	4.42	0.34	n.d.	3.51	0.09	14.41	19.44	2.74	99.99	88.0
Cat-18 alt4	1	54.17	0.35	4.94	0.32	n.d.	3.63	0.00	13.84	20.07	2.67	99.99	87.2
Cat-18 alt5	1	55.08	0.19	3.44	0.23	n.d.	3.67	0.16	14.60	20.17	2.46	100.00	87.6
Cat-18 alt6	1	53.62	0.35	4.36	0.51	n.d.	3.80	0.00	15.12	20.45	1.78	99.99	87.6
Cat-18 alt7	1	54.51	0.33	3.54	0.31	n.d.	3.36	0.07	14.87	20.92	2.03	99.94	88.7
Cat-18b core	7	55.56	0.36	6.35	0.19	1.24	1.90	0.00	13.36	17.07	3.97	100.00	90.6
Cat-18b alt1	1	55.07	0.50	4.56	0.26	n.d.	3.48	0.00	14.05	19.41	2.67	100.00	87.8
Cat-18b alt2	3	54.26	0.25	4.46	0.27	n.d.	4.03	0.15	14.42	20.04	2.12	100.00	86.4
Cat-18b alt3	2	54.90	0.38	3.07	0.20	n.d.	3.26	0.00	15.32	20.95	1.95	100.00	89.3
Cat-6 core	4	55.47	0.27	5.52	0.67	1.26	2.05	0.09	13.44	17.70	3.59	100.04	90.1
Cat-2 core	17	55.45	0.33	5.18	0.23	1.28	2.08	0.09	13.87	18.41	3.16	100.09	90.3
Cat-2 alt1	1	55.15	0.24	4.76	0.00	n.d.	3.81	0.00	13.63	20.48	1.93	100.00	86.4
Cat-2 alt2	1	54.07	0.06	4.77	0.00	n.d.	5.74	0.19	13.38	20.64	1.15	100.00	80.6
Cat-2 alt3	1	53.20	1.19	4.05	0.33	n.d.	4.39	0.08	13.88	21.07	1.81	100.00	84.9
Cat-8 core	6	55.55	0.33	5.50	0.58	1.07	1.84	0.06	13.86	17.74	3.49	100.03	91.4
Cat-8 alt1	1	55.72	0.19	5.08	0.36	n.d.	2.88	0.17	13.93	18.41	3.26	100.00	89.6
Cat-8 alt2	2	55.12	0.27	3.22	0.51	n.d.	2.99	0.01	15.37	20.33	2.20	100.00	90.2
Cat-8 alt3	1	55.13	0.15	2.42	0.44	n.d.	2.85	0.00	16.26	21.05	1.69	99.99	91.0
Cat-8 alt4	1	53.11	0.00	4.22	0.73	n.d.	5.07	0.15	14.62	21.17	0.93	100.00	83.7

*N – количество точек, соге – центральные части зерен, alt – измененные части зерен. Mg# = Mg/(Mg+Fe^{2+}).
Таблица 7. Химический состав (в мас.%) и формулы рутилов (Rt), ильменитов (Ilm) и высокониобиевых фаз («ильменорутилов» - Irt) из высокомагнезиальных эклогитовых ксенолитов.

Образец	Мин.	Ν	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Total
Cat-2	Rt	6	0.23	84.01	0.50	0.40	4.35	0.00	0.32	0.04	9.59	0.55	100.00
Cat-8	Rt	5	0.41	85.76	1.04	1.19	2.87	0.00	0.31	0.00	8.41	0.00	100.00
Cat-18	Rt	12	0.25	86.43	0.77	0.78	3.47	0.00	0.30	0.01	7.99	0.00	100.00
Cat-18b	Rt	5	0.51	84.76	0.63	1.14	3.23	0.06	0.30	0.00	9.38	0.00	100.00
Cat-18b	Ilm	4	0.36	52.56	0.10	0.35	33.25	1.84	8.96	0.00	2.59	0.00	100.00
Cat-18	Irt	1	0.32	69.30	1.36	1.14	4.95	0.00	0.54	0.00	21.09	1.30	100.00
Cat-18	Irt	1	0.93	63.50	1.32	0.72	7.23	0.00	1.06	0.00	23.84	1.40	100.00
Cat-18	Irt	1	4.51	54.77	2.65	0.94	6.34	0.00	3.65	0.00	24.97	2.17	100.00
Cat-18b	Irt	1	0.00	68.67	0.77	1.82	5.30	0.00	0.78	0.00	18.73	3.92	99.99
Образец	Мин.	Ν					(Форму	ла				
Cat-2	Rt	6				(Ti _{0.88} ľ	Nb _{0.06} Fe	²⁺ _{0.04} Mg	$a_{0.01}$ Ta _{0.0}	$(1)_{1.00}O_{2.}$	00		
Cat-8	Rt	5				(Ti ₀	.90Nb _{0.05}	$Fe^{2+}_{0.03}$	$Mg_{0.01})_{0.1}$	99O2.00			
Cat-18	Rt	12			((Ti _{0.89} Nb	0.05 Fe ²⁺ 0	$_{.04}Mg_{0.01}$	$Al_{0.01}Ci$:0.01)1.01	$O_{2.00}$		
Cat-18b	Rt	5				(Ti _{0.89} 1	Nb _{0.06} Fe	2 ⁺ 0.04Mg	$C_{0.01}Cr_{0.01}$	$(1)_{1.01}O_{2.}$	00		
Cat-18b	Ilm	4				(Fe _{0.66}	$Mg_{0.32}N$	/In _{0.04} Nb	0.03) _{1.05} T	i _{0.95} O _{3.0}	00		

*N – количество точек анализа.



Рис. 1. Диаграмма вариаций химического состава полевых шпатов из эклогитовых ксенолитов кимберлитовой трубки Катока.



Рис. 2. Диаграмма составов амфиболов в различных группах мантийных эклогитов из кимберлитовой трубки Катока.



Рис. 3. А) Фото шлифа (образец Cat-9), зелеными линиями выделены границы между первичными и вторичными гранатовыми фазами; В) Взаимоотношения минералов в шлифе высокоглиноземистого эклогита Cat-9.



Рис. 4. Каймы частичного плавления вокруг зерна клинопироксена в высокоглиноземистом эклогите (обр. Cat-12). BSE-изображение.



Рис. 5. Каймы частичного плавления вокруг зерна клинопироксена в высокоглиноземистом эклогите (обр. Cat-12). Взаимоотношения гипидиоморфных и ксеноморфных резорбированных зерен новообразованного клинопироксена с плагиоклазовой матрицей. BSE-изображение.



Рис. 6. Перекристаллизованный клинопироксен (Cpx_2) вокруг зерна первичного клинопироксена (Cpx_1) в низкомагнезиальном эклогите эклогите (обр. Cat-7). Матрица представлена вторичным серпентином (Srp). BSE-изображение.



Рис. 7. Спектры распределения REE в центральных гомогенных частях клинтопироксенов и в новообразованном клинопироксене из «губчатых» структур, нормированные на примитивную мантию (McDonough, Sun, 1995). А) Образец Cat-1; Б) Образец Cat-3.

Таблица 8. Содержание редких элементов (в ppm) в центральных неизмененных частях клинопироксенов.

Образец	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu
				Π	еридо	гит					
Cat-19	15.5	44.9	5.74	28.8	5.40	1.32	12.7	1.83	0.73	0.72	0.07
			I	Hi-Al ₂	Оз-1 эн	слогит	гы				
Cat-4	0.14	0.53	0.08	0.64	0.26	0.07	0.24	0.06	0.02	0.01	0.01
Cat-10	0.13	0.60	0.10	0.53	0.22	0.03	0.19	0.10	0.06	0.04	0.00
			I	Hi-Al ₂	О3-2 эн	слогит	гы				
Cat-9	0.03	0.18	n.d.	0.25	0.11	0.06	0.17	0.05	0.03	0.02	0.01
Cat-12	0.02	0.14	0.03	0.21	0.11	0.10	0.25	0.07	0.00	0.04	0.01
Cat-14	0.07	0.20	0.04	0.34	0.24	0.11	0.36	0.09	0.04	0.03	0.01
Cat-33	0.07	0.40	0.08	0.31	0.16	0.08	0.34	0.15	0.05	0.02	0.01
				Lo-M	gO эк.	логиті	ы				
Cat-1	0.22	1.00	n.d.	1.17	0.41	0.15	0.66	0.30	0.16	0.10	0.01
Cat-3	0.80	3.41	n.d.	4.06	1.07	0.34	1.86	0.55	0.26	0.25	0.03
Cat-5	0.53	2.30	n.d.	2.76	0.82	0.26	1.27	0.57	0.23	0.17	0.02
Cat-7	0.06	0.27	0.04	0.24	0.14	0.05	0.26	0.16	0.08	0.06	0.02
Cat-11	0.16	0.54	0.11	0.72	0.24	0.21	0.42	0.21	0.07	0.05	0.02
Cat-13	0.14	0.81	0.14	1.02	0.46	0.17	0.76	0.27	0.07	0.10	0.01
Cat-15	0.61	2.90	0.55	3.12	1.24	0.45	1.63	0.58	0.34	0.41	0.03
Cat-22	0.14	0.85	0.14	0.95	0.34	0.17	0.81	0.11	0.09	0.11	0.02
Cat-34	0.14	0.55	0.15	0.64	0.40	0.17	0.70	0.26	0.12	0.12	0.02
Cat-23	3.84	13.2	1.97	10.7	3.30	1.92	5.81	1.74	0.83	0.92	0.08
	-			Hi-M	gO эк.	іогиті	Ы				
Cat-2	28.3	93.2	n.d.	48.6	8.54	2.25	20.6	2.28	1.02	0.79	0.07
Cat-6	44.9	120	14.9	65.0	11.1	2.81	30.5	3.08	1.59	1.51	0.16
Cat-8	26.7	81.5	9.70	44.2	8.56	5.38	18.8	2.32	1.12	0.96	0.10
Cat-18	20.3	60.3	n.d.	31.3	4.74	1.14	12.6	1.23	0.58	0.40	0.05

Образец	Y	Th	U	Pb	Zr	Hf	Nb	Та	Ti	V	Cr	Cu	Zn
					Π	еридо	гит						
Cat-19	5.38	n.d.	0.08	n.d.	70.9	1.66	0.81	0.10	1677	366	n.d.	n.d.	n.d.
				I	Hi-Al ₂	О ₃ -1 эн	слогит	ГЫ					
Cat-4	0.16	0.01	0.02	0.18	2.02	0.09	0.32	0.09	1752	153	1454	n.d.	n.d.
Cat-10	0.18	n.d.	b.d.l.	0.77	2.63	0.07	0.22	0.08	1599	141	986	n.d.	n.d.
				I	Hi-Al ₂	О3-2 эн	слогит	ГЫ					
Cat-9	0.20	b.d.l.	b.d.l.	0.00	7.81	0.39	0.04	n.d.	1608	221	105	79.0	0.14
Cat-12	0.21	n.d.	0.07	0.47	7.62	0.22	0.06	0.04	1496	278	166	n.d.	n.d.
Cat-14	0.23	n.d.	0.06	0.32	10.9	0.47	0.04	0.06	1403	340	224	n.d.	n.d.
Cat-33	0.53	n.d.	b.d.l.	n.d.	9.44	0.42	0.04	0.02	1678	362	n.d.	n.d.	n.d.
					Lo-M	gO эк.	погиті	ы					
Cat-1	1.07	b.d.l.	b.d.l.	0.08	12.2	0.47	0.16	n.d.	2447	325	329	89.6	0.27
Cat-3	2.05	0.01	0.06	0.30	36.5	1.27	0.16	n.d.	2039	583	347	96.8	0.25
Cat-5	1.91	0.02	b.d.l.	n.d.	53.0	1.94	0.15	n.d.	2970	494	304	88.0	0.27
Cat-7	0.39	n.d.	b.d.l.	0.65	7.27	0.41	0.12	b.d.l.	1463	498	190	n.d.	n.d.
Cat-11	0.64	n.d.	0.06	0.54	9.83	0.39	0.07	0.11	1516	381	417	n.d.	n.d.
Cat-13	0.83	n.d.	b.d.l.	0.34	14.1	0.41	0.03	0.04	1401	416	224	n.d.	n.d.
Cat-15	1.90	n.d.	b.d.l.	0.91	64.5	2.15	0.26	b.d.l.	3695	386	320	n.d.	n.d.
Cat-22	0.55	n.d.	b.d.l.	n.d.	12.7	0.46	0.06	0.02	1660	278	n.d.	n.d.	n.d.
Cat-34	0.68	n.d.	0.03	0.14	11.9	0.67	0.07	0.03	1456	360	443	n.d.	n.d.
Cat-23	6.15	n.d.	0.08	n.d.	109	2.86	5.42	4.29	3186	505	n.d.	n.d.	n.d.
					Hi-Ma	gO экл	іогити	Ы	-				
Cat-2	5.73	0.72	0.19	0.92	112	3.22	3.07	n.d.	1861	460	798	63.0	0.25
Cat-6	9.18	3.58	0.47	0.99	120	3.23	10.1	0.38	1898	461	3735	n.d.	n.d.
Cat-8	6.10	n.d.	0.20	0.81	106	3.00	2.63	0.31	1844	422	2708	n.d.	n.d.
Cat-18	3.50	0.41	0.12	0.53	56.8	1.49	1.16	n.d.	2472	379	978	82.3	0.32

Образец	Cs	Rb	Ba	Sr	Li	La/Sm	La/Lu	Zr/Hf	Nb/Ta	Rb/Sr	Sm/Nd
					П	еридоти	Т				
Cat-19	n.d.	n.d.	1.09	354	n.d.	2.87	224	42.7	8.47	0.00	0.19
]	Hi-Al ₂	О ₃ -1 экл	огиты				
Cat-4	n.d.	1.46	0.12	23.6	4.53	0.52	22.7	21.4	3.76	0.06	0.41
Cat-10	n.d.	1.42	0.07	28.8	8.53	0.60	-	36.8	2.63	0.05	0.41
]	Hi-Al ₂	О3-2 экл	огиты				
Cat-9	b.d.l.	1.79	0.03	15.6	n.d.	0.26	5.26	20.2	-	0.11	0.45
Cat-12	n.d.	1.80	0.96	16.2	22.9	0.13	1.34	35.1	1.51	0.11	0.54
Cat-14	n.d.	2.68	1.62	31.0	22.2	0.27	5.08	23.0	0.72	0.09	0.70
Cat-33	n.d.	n.d.	0.19	28.9	18.9	0.45	10.6	22.2	1.81	0.00	0.53
					Lo-M	gO экло	гиты				
Cat-1	b.d.l.	4.95	0.05	98.8	n.d.	0.52	20.8	25.7	-	0.05	0.35
Cat-3	b.d.l.	5.7	0.21	101	n.d.	0.75	27.7	28.8	-	0.06	0.26
Cat-5	b.d.l.	4.93	0.05	65.6	n.d.	0.64	25.6	27.4	-	0.08	0.30
Cat-7	n.d.	2.60	0.46	20.7	11.4	0.44	3.47	17.6	-	0.13	0.60
Cat-11	n.d.	3.13	9.34	46.7	19.2	0.65	7.07	25.2	0.60	0.07	0.34
Cat-13	n.d.	2.57	0.07	69.2	19.0	0.31	17.1	34.4	0.87	0.04	0.45
Cat-15	n.d.	4.38	0.18	71.0	2.47	0.49	19.4	30.0	-	0.06	0.40
Cat-22	n.d.	n.d.	0.18	44.8	8.89	0.42	6.62	27.6	2.72	0.00	0.36
Cat-34	n.d.	2.77	0.04	55.0	20.6	0.36	6.13	17.8	2.13	0.05	0.62
Cat-23	n.d.	n.d.	108	114	7.12	1.16	49.1	38.1	1.26	0.00	0.31
					Hi-M	gO эклоі	гиты				
Cat-2	b.d.l.	3.29	6.20	753	n.d.	3.32	413	34.6	-	0.00	0.18
Cat-6	n.d.	4.62	59.2	776	2.37	4.06	272	37.1	26.8	0.01	0.17
Cat-8	n.d.	3.29	671	706	1.02	3.12	279	35.4	8.38	0.00	0.19
Cat-18	0.01	3.53	1.12	459	n.d.	4.28	377	38.2	-	0.01	0.15

Таблица 9. Содержание редких элементов (в ppm) в центральных неизмененных частях гранатов.

Образец	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu
			Ι	Іерид	отит						
Cat-19	0.01	0.16	0.06	0.84	0.74	0.37	2.00	2.76	2.26	2.65	0.36
			Hi-Al ₂	2 0 3-1 Э	клоги	ты					
Cat-4	0.05	0.54	0.20	2.33	2.30	0.97	3.18	2.34	1.50	1.33	0.16
Cat-10	0.06	0.59	0.21	2.12	2.04	0.91	3.47	2.19	1.58	1.36	0.17
			Hi-Al ₂	2 O 3-2 3	клоги	ты					
Cat-9	0.02	0.20	n.d.	3.32	2.73	1.50	3.56	2.03	1.67	1.49	0.17
Cat-12	0.02	0.13	0.04	0.86	1.64	1.33	3.67	2.79	1.73	1.86	0.26
Cat-14	0.01	0.12	0.06	1.04	2.18	1.28	3.20	1.76	1.33	1.48	0.17
Cat-33	0.13	0.23	0.03	0.42	0.61	0.54	2.02	4.45	3.67	3.18	0.43
			Lo-N	1gО эн	слогит	ГЫ					
Cat-1	0.01	0.06	n.d.	0.34	0.56	0.33	1.68	3.37	2.61	2.09	0.25
Cat-3	0.02	0.22	n.d.	1.36	2.14	1.00	5.63	8.19	6.71	7.41	0.96
Cat-5	0.01	0.08	n.d.	0.57	0.77	0.55	2.96	5.66	5.06	4.87	0.51
Cat-7	0.01	0.06	0.02	0.48	0.68	0.47	2.44	4.82	3.41	2.99	0.39
Cat-11	0.02	0.09	0.04	0.47	1.09	0.73	3.16	5.02	3.67	3.32	0.43
Cat-13	0.01	0.16	0.08	1.73	2.07	1.00	3.11	2.66	1.84	1.86	0.24
Cat-15	0.01	0.13	0.07	1.35	1.87	1.15	4.04	4.90	3.77	4.14	0.53
Cat-22	0.04	0.15	0.05	0.66	1.04	0.65	3.08	4.68	3.66	3.06	0.39
Cat-34	0.005	0.06	0.04	0.64	1.20	0.84	3.82	5.80	4.46	4.39	0.50
Cat-23	0.01	0.16	0.08	1.33	1.40	0.75	3.90	5.83	4.34	4.47	0.52
			Hi-M	IgO эк	слогит	Ъ					
Cat-2	0.39	1.38	n.d.	1.96	1.95	0.95	4.38	6.00	4.91	4.24	0.54
Cat-6	0.26	0.68	0.16	1.49	1.72	0.80	3.85	6.45	6.21	6.35	0.90
Cat-8	0.30	0.21	0.06	0.49	0.47	0.17	0.94	1.66	1.92	2.42	0.34
Cat-18	0.04	0.39	n.d.	0.75	0.68	0.32	1.47	2.36	2.20	2.76	0.33
Cat-6 (протоядро P1)	0.04	0.17	0.04	0.54	0.63	0.29	1.20	1.99	2.67	3.93	0.48
Cat-6 (протоядро Р2)	0.02	0.22	0.08	0.87	0.58	0.33	1.52	2.25	2.72	3.38	0.48

Образец	Y	Th	U	Pb	Zr	Hf	Nb	Та	Ti	V	Cr	Cu	Zn
					Пери	доти	Г						
Cat-19	18.71	n.d.	0.03	n.d.	42.3	1.16	0.24	0.47	1862	270	n.d.	n.d.	n.d.
				Hi-A	Al ₂ O ₃ -1	1 экло	гиты						
Cat-4	11.92	0.02	0.03	0.08	32.5	0.79	0.82	0.17	2542	112	1171	n.d.	n.d.
Cat-10	12.15	n.d.	0.04	0.54	22.6	0.60	0.64	0.23	2055	103	867	n.d.	n.d.
				Hi-A	Al ₂ O ₃ -2	2 экло	гиты						
Cat-9	9.94	b.d.l.	0.00	0.17	18.3	0.55	0.08	n.d	2151	106	110	18.6	0.26
Cat-12	13.67	n.d.	0.02	1.32	23.2	0.95	0.11	0.26	1643	147	184	n.d.	n.d.
Cat-14	8.79	n.d.	0.03	0.13	25.0	0.65	0.07	0.15	1253	127	224	n.d.	n.d.
Cat-33	27.7	n.d.	0.01	n.d.	20.5	1.17	0.38	0.49	1526	129	n.d.	n.d.	n.d.
				Lo	MgO	эклоі	иты						
Cat-1	22.11	b.d.l.	0.00	0.17	12.7	0.73	0.08	n.d.	1760	122	243	15.7	0.20
Cat-3	55.5	b.d.l.	0.03	0.27	25.4	1.99	0.08	n.d.	1219	172	291	11.0	0.17
Cat-5	40.6	b.d.l.	0.02	0.13	35.1	1.64	0.05	n.d.	1533	150	228	14.8	0.19
Cat-7	30.3	n.d.	0.00	0.57	43.7	1.64	0.13	0.58	1565	133	218	n.d.	n.d.
Cat-11	30.4	n.d.	0.02	0.31	15.2	1.33	0.06	0.69	1107	149	275	n.d.	n.d.
Cat-13	15.7	n.d.	0.01	0.43	17.1	0.80	0.04	0.28	1152	200	187	n.d.	n.d.
Cat-15	29.7	n.d.	0.01	1.87	70.1	1.85	0.16	0.54	1936	169	275	n.d.	n.d.
Cat-22	28.2	n.d.	0.00	n.d.	48.4	1.42	0.15	0.56	1894	101	n.d.	n.d.	n.d.
Cat-34	34.5	n.d.	0.01	0.06	15.7	1.49	0.04	0.60	1164	159	435	n.d.	n.d.
Cat-23	34.8	n.d.	0.02	n.d.	22.3	1.57	0.08	0.59	1048	141	n.d.	n.d.	n.d.
				Hi-	MgO	эклог	иты		1				
Cat-2	40.2	0.14	4.61	2.51	46.2	1.58	0.33	n.d	954	193	429	9.8	0.11
Cat-6	44.4	n.d.	0.07	0.26	61.8	1.89	0.45	0.77	835	171	674	n.d.	n.d.
Cat-8	13.4	n.d.	0.04	0.06	15.0	0.55	0.27	0.25	723	149	1398	n.d.	n.d.
Cat-18	17.4	0.02	0.03	0.18	15.4	0.61	0.12	n.d	625	140	500	6.9	0.09
Cat-6 (протоядро Р1)	18.8	n.d.	0.02	0.06	6.35	0.53	0.05	0.39	636	141	361	n.d.	n.d.
Саt-6 (протоядро Р2)	18.4	n.d.	0.01	0.18	6.76	0.46	0.08	0.33	547	118	328	n.d.	n.d.

Образец	Cs	Rb	Ba	Sr	Li	La/Sm	La/Lu	Zr/Hf	Nb/Ta	Rb/Sr	Sm/Nd
					Пери	дотит					
Cat-19	n.d.	n.d.	0.07	0.27	n.d.	0.014	0.03	36.5	0.52	-	0.88
				Hi-A	l ₂ O ₃ -1	1 эклоги	ты				
Cat-4	n.d.	8.20	0.19	1.24	0.34	0.022	0.32	41.4	4.81	6.64	0.99
Cat-10	n.d.	8.02	0.08	1.52	0.64	0.027	0.32	37.7	2.77	5.28	0.96
				Hi-A	1 ₂ O ₃ -2	2 эклоги	ты				
Cat-9	0.01	12.79	0.50	2.29	n.d.	0.008	0.13	33.3	-	5.58	0.82
Cat-12	n.d.	13.04	0.32	1.01	1.3	0.011	0.07	24.4	0.42	12.9	1.91
Cat-14	n.d.	14.30	0.18	0.94	1.3	0.005	0.06	38.6	0.47	15.3	2.09
Cat-33	n.d.	n.d.	16.8	2.16	1.2	0.215	0.31	17.5	0.77	-	1.45
				Lo	MgO	эклогит	гы				
Cat-1	b.d.1.	16.79	0.02	0.50	n.d.	0.011	0.02	17.3	-	33.6	1.64
Cat-3	0.01	18.1	0.42	0.75	n.d.	0.011	0.02	12.8	-	24.3	1.58
Cat-5	b.d.1.	17.07	0.16	0.33	n.d.	0.011	0.02	21.4	-	51.5	1.34
Cat-7	n.d.	17.54	0.55	0.41	0.8	0.011	0.02	26.7	0.22	43.0	1.42
Cat-11	n.d.	15.37	0.09	0.55	1.2	0.014	0.04	11.4	0.09	27.9	2.31
Cat-13	n.d.	13.79	0.07	0.95	1.2	0.003	0.03	21.5	0.13	14.5	1.20
Cat-15	n.d.	13.64	0.02	0.59	0.32	0.007	0.02	37.8	0.30	23.2	1.38
Cat-22	n.d.	n.d.	0.09	0.41	0.87	0.037	0.10	34.1	0.27	-	1.56
Cat-34	n.d.	15.66	0.08	0.57	1.2	0.004	0.01	10.6	0.06	27.5	1.87
Cat-23	n.d.	n.d.	0.06	0.44	0.50	0.010	0.03	14.2	0.14	-	1.05
				Hi-	MgO	эклогит	Ъ				
Cat-2	b.d.1.	12.71	6.77	2.65	n.d.	0.199	0.72	29.3	-	4.79	0.99
Cat-6	n.d.	9.83	3.81	2.33	0.18	0.065	0.09	11.9	0.13	80.4	1.17
Cat-8	n.d.	8.59	0.88	0.73	0.11	0.040	0.05	14.6	0.23	52.6	0.66
Cat-18	b.d.1.	11.12	0.80	1.34	n.d.	0.149	0.28	32.7	0.59	4.22	1.16
Cat-6 (протоядро Р1)	n.d.	17.57	0.38	0.22	0.12	0.630	0.87	27.4	1.08	11.8	0.97
Саt-6 (протоядро Р2)	n.d.	12.45	1.28	0.24	0.11	0.053	0.11	25.3	-	8.30	0.91

Таблица 10. Содержание редких элементов (в ppm) в реконструированных валовых составах биминеральных эклогитов. Для реконструкции валового состава использовано отношение grt/cpx в эклогитах групп 3А, 3Б и 2 – 40/60, в эклогитах группы 1 – 50/50.

Образец	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu
				Hi-A	l ₂ O ₃ -1 э	клогит	ы				
Cat-4	0.10	0.53	0.13	1.32	1.08	0.43	1.42	0.97	0.61	0.54	0.07
Cat-10	0.10	0.59	0.14	1.17	0.95	0.38	1.50	0.94	0.67	0.57	0.07
				Hi-A	l ₂ O ₃ -2 э	клогит	ы				
Cat-9	0.03	0.19	n.d.	1.48	1.16	0.64	1.52	0.84	0.69	0.61	0.07
Cat-12	0.02	0.14	0.03	0.47	0.72	0.59	1.62	1.16	0.69	0.77	0.11
Cat-14	0.04	0.17	0.05	0.62	1.01	0.58	1.50	0.76	0.55	0.61	0.07
Cat-33	0.10	0.33	0.06	0.35	0.34	0.26	1.01	1.87	1.50	1.28	0.17
				Lo-]	MgO эк	слогить	I				
Cat-1	0.13	0.62	n.d.	0.84	0.47	0.22	1.07	1.53	1.14	0.90	0.11
Cat-3	0.49	2.14	n.d.	2.98	1.50	0.60	3.37	3.61	2.84	3.12	0.40
Cat-5	0.32	1.41	n.d.	1.88	0.80	0.38	1.95	2.60	2.16	2.05	0.21
Cat-7	0.04	0.19	0.04	0.33	0.36	0.22	1.13	2.02	1.41	1.23	0.17
Cat-11	0.10	0.36	0.08	0.62	0.58	0.42	1.52	2.13	1.51	1.36	0.18
Cat-13	0.09	0.55	0.12	1.30	1.10	0.50	1.70	1.23	0.78	0.80	0.10
Cat-15	0.37	1.79	0.36	2.42	1.50	0.73	2.60	2.31	1.71	1.90	0.23
Cat-22	0.10	0.57	0.10	0.83	0.62	0.36	1.72	1.94	1.52	1.29	0.17
Cat-34	0.09	0.35	0.10	0.64	0.72	0.44	1.95	2.48	1.86	1.83	0.21
Cat-23	2.31	7.96	1.22	7.0	2.54	1.45	5.04	3.37	2.23	2.34	0.25
				Hi-I	MgO эк	логить	I				
Cat-2	14.4	47.3	n.d.	25.3	5.25	1.60	12.5	4.14	2.97	2.52	0.30
Cat-6	27.0	72.2	8.98	39.6	7.32	2.00	19.8	4.43	3.44	3.45	0.46
Cat-8	13.5	40.8	4.88	22.4	4.52	2.77	9.86	1.99	1.52	1.69	0.22
Cat-18	10.2	30.3	n.d.	16.0	2.71	0.73	7.04	1.79	1.39	1.58	0.19

Образец	Y	Th	U	Pb	Zr	Hf	Nb	Та	Ti	V	Cr	Cu	Zn
	•]	Hi-Al ₂	О3-1 э	клоги	ты					
Cat-4	4.86	0.02	0.02	0.14	14.2	0.37	0.52	0.12	2068	137	1341	n.d.	n.d.
Cat-10	4.97	n.d.	0.01	0.68	10.6	0.28	0.38	0.14	1782	125	938	n.d.	n.d.
]	Hi-Al ₂	О3-2 э	клоги	ты					
Cat-9	4.09	n.d.	n.d.	0.07	12.0	0.45	0.06	n.d.	1826	175	107	54.8	0.19
Cat-12	5.60	n.d.	0.05	0.81	13.8	0.51	0.08	0.13	1555	225	174	n.d.	n.d.
Cat-14	3.66	n.d.	0.05	0.24	16.5	0.54	0.05	0.09	1343	255	224	n.d.	n.d.
Cat-33	11.4	n.d.	0.01	n.d.	13.9	0.72	0.17	0.21	1617	269	n.d.	n.d.	n.d.
					Lo-M	[gО эк	логит	ы					
Cat-1	9.48	n.d.	n.d.	0.12	12.4	0.58	0.13	n.d.	2172	244	294	60.1	0.24
Cat-3	23.4	0.01	0.05	0.29	32.0	1.56	0.13	n.d.	1711	418	325	62.5	0.22
Cat-5	17.4	0.01	0.01	0.05	45.8	1.82	0.11	n.d.	2395	357	274	58.7	0.23
Cat-7	12.3	n.d.	n.d.	0.62	21.8	0.90	0.12	0.23	1504	352	201	n.d.	n.d.
Cat-11	12.5	n.d.	0.05	0.45	12.0	0.77	0.07	0.34	1353	289	360	n.d.	n.d.
Cat-13	6.77	n.d.	0.01	0.38	15.3	0.56	0.04	0.14	1301	330	210	n.d.	n.d.
Cat-15	13.0	n.d.	n.d.	1.29	66.7	2.03	0.22	0.22	2991	299	302	n.d.	n.d.
Cat-22	11.6	n.d.	n.d.	n.d.	27.0	0.84	0.09	0.24	1754	207	n.d.	n.d.	n.d.
Cat-34	14.2	n.d.	0.02	0.11	13.4	1.00	0.06	0.26	1339	280	440	n.d.	n.d.
Cat-23	17.6	n.d.	0.06	n.d.	74.2	2.34	3.29	2.81	2331	359	n.d.	n.d.	n.d.
					Hi-M	gO эк	логит	ы					
Cat-2	23.0	0.43	2.40	1.72	78.8	2.40	1.70	n.d.	1407	326	614	36.4	0.18
Cat-6	23.3	2.15	0.31	0.70	96.6	2.69	6.24	0.53	1472	345	2510	n.d.	n.d.
Cat-8	9.73	n.d.	0.12	0.43	60.5	1.77	1.45	0.28	1284	286	2053	n.d.	n.d.
Cat-18	10.4	0.22	0.08	0.36	36.1	1.05	0.64	n.d.	1549	260	739	44.6	0.20

Образец	Cs	Rb	Ba	Sr	Li	La/Sm	La/Lu	Zr/Hf	Nb/Ta	Rb/Sr	Sm/Nd
					Hi-Al ₂	03-1 экл	югиты				
Cat-4	n.d.	4.16	0.14	14.6	2.85	0.09	1.5	38.3	4.36	0.28	11.1
Cat-10	n.d.	4.06	0.09	17.9	5.38	0.11	-	37.6	2.72	0.23	15.3
					Hi-Al ₂	03-2 экл	югиты				
Cat-9	n.d.	6.19	0.22	10.3	n.d.	0.02	0.37	26.6	-	0.60	6.96
Cat-12	n.d.	6.30	0.70	10.1	14.3	0.02	0.15	27.1	0.61	0.62	21.6
Cat-14	n.d.	7.33	1.05	19.0	13.8	0.04	0.58	30.4	0.57	0.39	30.5
Cat-33	n.d.	n.d.	6.84	18.2	11.8	0.28	0.6	19.2	0.84	-	51.6
					Lo-N	IgO экло	огиты				
Cat-1	n.d.	9.68	0.03	59.5	n.d.	0.28	1.22	21.5	-	0.16	70.6
Cat-3	n.d.	10.6	0.29	60.8	n.d.	0.33	1.22	20.6	-	0.18	20.4
Cat-5	n.d.	9.79	0.10	39.5	n.d.	0.40	1.48	25.2	-	0.25	21.0
Cat-7	n.d.	8.57	0.50	12.6	7.12	0.11	0.24	24.2	-	0.68	37.7
Cat-11	n.d.	8.02	5.64	28.3	12.0	0.17	0.55	15.6	0.19	0.28	45.7
Cat-13	n.d.	7.06	0.07	41.9	11.9	0.08	0.87	27.1	0.26	0.17	32.1
Cat-15	n.d.	8.08	0.12	42.9	1.61	0.25	1.60	32.8	-	0.19	17.7
Cat-22	n.d.	n.d.	0.14	27.0	5.68	0.16	0.60	32.0	0.40	-	32.4
Cat-34	n.d.	7.93	0.05	33.2	12.8	0.12	0.41	13.5	0.21	0.24	51.8
Cat-23	n.d.	n.d.	65.0	68.4	4.47	0.91	9.1	31.7	1.17	-	9.82
					Hi-M	lgO экло	гиты				
Cat-2	n.d.	8.00	6.48	378	n.d.	2.74	47.4	32.9	-	0.02	14.9
Cat-6	n.d.	6.71	37.0	466	1.49	3.69	58.8	35.9	11.7	0.01	11.8
Cat-8	n.d.	5.94	336	353	0.56	2.99	61.4	34.2	5.15	0.02	15.8
Cat-18	n.d.	7.33	0.96	230	n.d.	3.75	53.2	34.4	-	0.03	14.3