

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ ИМ В.С. СОБОЛЕВА  
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

Чеботарев Дмитрий Александрович

«ПЕТРОГЕНЕЗИС И НИОБИЙ-РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ  
ЧУКТУКОНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО УЛЬТРАОСНОВНОГО КАРБОНАТИТОВОГО  
МАССИВА, ЗАПАД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ»

Специальность 25.00.04

«Петрология, вулканология»

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

Доктор геолого-минералогических наук

Дорошкевич Анна Геннадьевна

Новосибирск

2020

## Оглавление

|   |     |
|---|-----|
| Введение.....   | 3   |
| Актуальность работы .....   | 3   |
| Научная новизна: .....  | 5   |
| Апробация работы и публикации: .....  | 7   |
| Глава 1. Состояние проблемы .....   | 8   |
| 1.1. История изучения карбонатитов .....  | 8   |
| 1.2. Механизмы образования карбонатитов.....  | 9   |
| 1.3. Закономерности проявления карбонатитов .....   | 12  |
| 1.4. Геологическая изученность Чадобецкого поднятия .....                                 | 14  |
| Глава 2. Геологическая характеристика Чадобецкого поднятия.....                           | 18  |
| 2.2. Геологическая характеристика Чадобецкого поднятия .....                              | 24  |
| Глава 3. Минералого-петрографическая характеристика пород Чуктуконского массива.....      | 29  |
| 3.1. Щелочные ультраосновные породы первой фазы.....                                      | 29  |
| 3.2. Карбонатиты .....  | 39  |
| 3.3. Щелочные ультраосновные породы третьей фазы .....                                    | 60  |
| 3.4. Типизация щелочных силикатных пород.....   | 66  |
| 3.4. Кора выветривания.....   | 70  |
| Глава 4. Геохронология .....  | 73  |
| Глава 5. Петрохимическая и геохимическая характеристика пород Чуктуконского массива ..... | 82  |
| Глава 6. Обсуждение результатов. ....   | 90  |
| 6.1. Геохронология формирования Чуктуконского массива .....                               | 90  |
| 6.2. Источник вещества и модель образования пород Чуктуконского массива.....              | 93  |
| 6.3. Связь с триасовой Сибирской изверженной провинцией .....                             | 100 |
| 6.4. Особенности состава и изменения ниобиевой минерализации .....                        | 103 |
| Заключение .....  | 107 |
| Список литературы .....   | 108 |

## Введение

### Актуальность работы

Деятельность мантийных плюмов, как правило, сопровождается ареалами развития щелочного, и, в том числе, карбонатитового магматизма, образованием больших изверженных провинций, к которым приурочены крупные месторождения разнообразных полезных ископаемых (Когарко, 2006; Ernst, Bell, 2010). Одной из крупнейших изверженных провинций мира является Сибирская трапповая провинция Сибирской платформы (Добрецов и др., 2003, 2010; Борисенко и др., 2006; Reichow et al., 2008; Sobolev et al., 2011), с которой сопряжены месторождения железных руд Ангаро-Витимского района, медно-никель-платиноидные месторождения Норильского рудного района, редких (PЗЭ, Nb и др) и радиоактивных (U, Th) элементов - Маймеча-Котуйская провинция, Чуктуконское месторождение на Чадобецком поднятии.

Именно с карбонатитами связаны крупнейшие месторождения Nb, Ta и PЗЭ в мире. В России из 4 самых богатых карбонатитовых Nb-редкоземельных месторождений (Томтор, Ловозеро, Чуктуконское, Белозиминское) только Чуктуконское месторождение рекомендовано к разработке, находится в экономически развитом регионе и хорошо изучено. Поэтому изучение его генезиса, минерального состава и геохимических особенностей руд является важным как в фундаментально-научном, так и в прикладном значении. Это важно для прогноза и поиска Nb-PЗЭ месторождений и разработки эффективных технологий переработки руд.

Карбонатитовые расплавы обладают низкой вязкостью и крайне высокой подвижностью, что позволяет им просачиваться через отличающиеся по своему составу породы мантии даже в виде тончайшей пленки в межзерновом пространстве, выступая, таким образом, активными агентами переноса вещества и метасоматоза пород мантии, что способствует формированию в ней геохимических неоднородностей и доменов, обогащенных несовместимыми элементами (Sweeney, 1994; Когарко, 2005, 2006 а, б, в). В таких метасоматизированных доменах мантии складываются благоприятные условия для зарождения разнообразного щелочного магматизма и образования широкого семейства щелочных пород: от непосредственно карбонатитов до более обогащенных кремнеземом пород, таких как, например, кимберлиты (Brey et al., 2009). Изучение проявлений щелочного магматизма, особенно при сочетании карбонатитов и щелочных силикатных пород, предоставляет ценнейшую информацию о состоянии мантии и проходивших в ней процессов в различное геологическое время. Примером такого проявления является

Чуктуконский массив в составе Чадобецкого щелочно-ультраосновного комплекса Чадобецкого поднятия.

Чадобецкое поднятие расположено на западной окраине Сибирской платформы, на периферии области распространения Сибирской трапповой провинции. В составе поднятия выделяют два массива щелочных магматических пород: Териновский на севере поднятия и Чуктуконский на юге. На территории поднятия с 1960-х годов проводились многочисленные работы по поиску полезных ископаемых, в результате которых была систематизирована информация о магматических породах поднятия, оценен их возраст и выявлено Чуктуконское ниобий-редкоземельное месторождение. Однако исследований по характеристике источника магматических пород не проводились, а информация в опубликованной научной литературе, в основном, характеризует породы Териновского массива, в то время как подробная информация о возрасте, минералогии и геохимии щелочных пород Чуктуконского массива практически отсутствует.

В данной работе представлены результаты геохронологического, петролого-минералогического и геохимического (включая изотопные) исследования щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов Чуктуконского массива с целью характеристики источников вещества, петрогенезиса, эволюции ниобиевой и редкоземельной минерализации, приведшей к образованию Чуктуконского ниобий-редкоземельного месторождения.

**Объект исследований:** щелочные породы и руды Чуктуконского щелочного массива

**Цель исследования:** изучить петрогенезис пород, ниобиевое и редкоземельное оруденение в магматических породах и коре выветривания Чуктуконского массива.

Для достижения этой цели решались **следующие задачи:**

- Определение хронологии развития процессов магматизма и рудообразования по геохимическим и изотопно-геохронологическим данным
- Получение минералогических, петролого-геохимических и изотопно-геохимических характеристик щелочных силикатных пород, карбонатитов и кор выветривания по ним
- Характеристика источников вещества пород массива

**Фактический материал и методы исследования:**

В работе использована коллекция образцов керна скважин Чуктуконского массива, полученных в результате геологосъемочных работ ГДП-200 в 2008-2010 годах компанией ОАО «Красноярскгеолсъемка» и предоставленных ею. Из образцов керна изготовлены прозрачно-

полированные и неполированные шлифы и аншлифы в количестве 55 штук для анализа оптическими методами.

Валовый состав пород определялся методом РФА (22 анализа), редкоэлементный состав пород определялся методом ICP-MS (22 анализа) в Аналитическом центре Института геологии и минералогии СО РАН (АЦ ИГМ СО РАН). Изотопия стронция и неодима определялась на мультиколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT 262 с использованием Re- и Ta-филаментов в статическом режиме (12 анализов) в геологическом институте Кольского научного центра РАН (Апатиты, Россия).

Детальное изучение особенностей состава минералов производилось методами ЭДС на аппарате TESCAN MIRA 3 LIMU (327 анализов), ВДС на аппарате Camebax Micro (101 анализ). Примеси редких элементов в минералах определены методами LA ICP-MS (170 анализов) на установке ESI New Wave UP193FX (Университет Эрлангена, Германия) и ICP-MS (84 анализа) на установке Finnigan MAT (Университет Бремена, Германия).

Датирование пород произведено методами U-Pb SIMS SHRIMP II (2 анализа, ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург), LUV213 (NewWave/Mer-chantek) в сочетании с Agilent 7500cs ICP-MS (1 анализ, GEMOC-центр Университета Маквора, Сидней, Австралия) и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (1 анализ) (АЦ ИГМ СО РАН). Для датирования были использованы минералы, формировавшиеся непосредственно из силикатного и карбонатного расплавов и в коре выветривания (перовскит из щелочных ультраосновных пород; риппит из кальцитовых карбонатитов; монацит из коры выветривания по карбонатитам).

#### **Научная новизна:**

Были получены новые данные по минеральному и химическому составу пород и кор выветривания по ним, особенностям химического состава минералов. Особое внимание уделено детальной характеристике ниобий-редкоземельной минерализации карбонатитов и коры выветривания по ним.

Открыт новый минерал риппит,  $\text{K}_2(\text{Nb,Ti})_2(\text{Si}_4\text{O}_{12})\text{O}(\text{O,F})$ , содержащийся в кальцитовых разновидностях карбонатитов. Содержание ниобия в его составе до 45 мас.%  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  позволяет отнести его к рудным ниобиевым минералам. Также содержание в минерале калия до 15 мас.%  $\text{K}_2\text{O}$  позволяет использовать его в качестве геохронометра, что было впервые выполнено в данной работе.

Получены возрастные интервалы формирования пород массива, включая кору выветривания по ним. Определено, что становление магматических пород происходило в период деятельности мантийного суперплюма, формировавшего триасовую Сибирскую изверженную

провинцию. Возраст, полученный по монациту ( $102,6 \pm 2,9$  млн. лет), отражает время образования рудоносной коры выветривания по породам массива.

Впервые получена геохимическая и Sr-Nd изотопная характеристика пород массива. Показано, что образование первичных расплавов происходило из умеренно деплетированного мантийного источника. Высокое содержание магматического карбоната и несовместимых элементов свидетельствуют в пользу того, что вероятный мантийный источник претерпел карбонатный метасоматоз.

#### **Защищаемые положения:**

1. Возраст айликитов первой фазы ( $252 \pm 12$  млн лет, U-PbБ перовскит) и дамтьеритов третьей фазы ( $256,7 \pm 1,1$ , U-Pb, циркон) Чуктуконского массива отвечают пермо-триасовому периоду магматической активности на Сибирской платформе.

2. Материнские расплавы пород Чуктуконского массива образовались из изотопно умеренно деплетированного мантийного источника, в результате частичного плавления карбонатизированного гранат-содержащего мантийного перидотита под действием плюма.

3. Ниобий-редкоземельная минерализация карбонатитов Чуктуконского массива представлена фторкальциопирохлором, риппитом, ниобий-содержащим рутилом, дациншанитом-(Ce), бурбанкитом, фтор-апатитом. На этапе гидротермального преобразования карбонатитов этот набор минералов сменился на оксикальциопирохлор и Sr-Ba-PЗЭ разновидность пирохлора, ниобий-содержащие гидроксиды железа, высоко ниобиевый брукит, фторкарбонаты PЗЭ (паризит-(Ce), синхизит-(Ce)), монацит-(Ce), олекминскит, черчит-(Y), флоренсит-(Ce). Ниобий-редкоземельная минерализация в коре выветривания представлена ниобий-содержащими гидроксидами железа, монацитом-(Ce), флоренситом-(Ce), черчитом-(Ce).

#### **Практическая значимость:**

Полученные новые данные о составе пород и минералов способствуют составлению более точных и эффективных технологических схем извлечения рудных основных и попутных компонентов при разработке месторождения, реконструкции процесса рудообразования и разработке поисковых критериев.

Был открыт новый рудный минерал - риппит. Помимо того, что минерал может быть использован в качестве руды на ниобий и геохронометра, минерал обладает нелинейными оптическими свойствами. Исследование его физических свойств представляется значимым для исследований в области преобразования частоты лазеров в технике промышленного, медицинского и военного назначения, в лазерных локаляторах и оптической связи.

**Апробация работы и публикации:**

Материалы, изложенные в этой работе, опубликованы в 3 российских и зарубежных журналах по списку ВАК, докладывались на 4 международных конференциях:

1. Международная школа по наукам о Земле (I.S.E.S. – 2016) (Москва),
2. Международная конференция Щелочной магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов (Москва, 2016),
3. Международная конференция магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов (Миасс, 2017),
4. XI-ая Международная школа по наукам о Земле I.S.E.S. – 2017 (Миасс, 2017).

Результаты также были отмечены наградами:

1. Дипломом Российского Минералогического Общества «За установление и открытие нового минерала»;
2. Дипломом III степени Российского минералогического Общества за научную статью «Evolution on Nb-mineralization in Chuktukon carbonatite massif, Chadobets upland (Krasnoyarsk territory, Russia)»;
3. Грамотой Правительства Новосибирской области по проведению перспективных научных исследований и разработок по приоритетным направлениям научной, научно-технической и инновационной деятельности Новосибирской области.

**Объем и структура работы:**

Диссертация состоит из введения, пяти глав и заключения. Общий объем работы составляет 134 страницы, включая 30 рисунков и 28 таблиц.

**Благодарности:**

Глубокая благодарность, признательность и уважение своему научному руководителю Анне Геннадьевне Дорошкевич за этот долгий и тяжёлый путь, пройденный совместно во время написания этой работы. За наставничество, терпение, благожелательность и ценнейшие советы, за интереснейшую и разнообразную работу в замечательной лаборатории. Также автор выражает благодарность коллективам лабораторий рудоносности щелочного магматизма (№215) и экспериментальной минералогии и кристаллогенезиса (№453) ИГМ СО РАН и лично Александру Григорьевичу Соколу.

## Глава 1. Состояние проблемы

### 1.1. История изучения карбонатитов

Первое описание пород, причисляемые ныне к карбонатитам, было сделано П.Н. Бозе (Bose, 1884) в долине Нижней Нарбады в Индии, но первые описания карбонатитов как магматических образований произошло только после исследований А.Г. Хёгбомом (Hogbohm, 1895) и В.К. Брёггером (Brogger, 1921) кольцевых комплексов щелочных пород Ально в Швеции и Фен в Норвегии. Однако, гипотеза магматического происхождения крупных проявлений карбонатных пород долгое время имела сильное сопротивление в научном сообществе: влиятельные петрологи того времени, как, например, Реджинальд Дали (Daly, 1933) и Джеймс Шэнд (Shand, 1943) были твёрдо убеждены в том, что эти породы являются мегаксенолитами осадочного материала.

Неоспоримым аргументом того времени против магматического происхождения этих карбонатных пород являлась высокая температура плавления чистого кальцита (более 1300 °С при 100 МПа), противоречившая геологическим наблюдениям, указывавшим на несомненно более низкотемпературный характер образования этих пород. Противоречие разрешилось после экспериментов Вилли и Таттла (Wyllie, Tait, 1960) по плавлению кальцита в системе CaO-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, показавших, что кальцит способен кристаллизоваться как ликвидусная фаза при температурах около 650 °С и давлении 100 МПа в присутствии воды. Практически одновременно с этой работой произошло открытие натрокарбонатитовых лав на действующем вулкане Олдоиньо Ленгаи в Танзании (Guest, 1956; Dawson, 1962). Эксперименты вместе с прямыми наблюдениями извержений карбонатитовых магм прочно утвердили позиции гипотезы магматического происхождения карбонатитов и чрезвычайно повысили научный интерес к этим породам.

В дальнейшем, с развитием аналитических методов и накоплением базы данных о карбонатитах, минералогические и геохимические данные, а также изотопный состав стронция показали, что карбонатиты, в основной своей массе проявлений, характеризуются уникальным и совершенно не схожим с известняками составом. Вместе с тем, описаны проявления карбонатитов, причисляемых к коровым карбонатным выплавкам, сформировавшихся в результате взаимодействия магм с толщами карбонатных пород коры. К примерам таких проявлений относятся породы Тажеранского массива в западном Прибайкалье в России (Скляров и др., 2009; Doroshkevich et al., 2016), Гренвильской провинции в Канаде (Lentz, 1999), Ампандрандава на Мадагаскаре (Morteani et al., 2013).



На сегодняшний день задокументировано более 528 проявлений карбонатитов в мире (Woolley, Kjarsgaard, 2008). Согласно актуальной классификации Международного союза геологических наук (Le Maitre, 2002), карбонатиты – это магматические горные породы (интрузивные и эффузивные), состоящие не менее чем на 50% из первичных (магматических) карбонатов и содержащие не более 20 мас.% SiO<sub>2</sub>. Разновидности карбонатитов выделяют на основании преобладающего карбонатного минерала (кальцитовые (сёвит или мелкозернистая разновидность - альвикит), доломитовые (раухаугит и бефорсит), сидеритовые и т.д.), либо по химическому составу (кальциокарбонатиты, магниокарбонатиты, натрокарбонатиты (ленгаит) и т.д.). К преимущественно карбонатным разновидностям, содержащим более 20 мас.% SiO<sub>2</sub>, применяют термин «силикокарбонатиты» (Woolley, Kempe, 1989; Le Maitre, 2002).

Помимо происхождения этого весьма малочисленного семейства пород, карбонатиты вскоре стали интересны тем, что внутри этого семейства выделяется группа разновидностей, с которыми связаны богатый крупнейшие месторождения редких и рассеянных металлов (РЗЭ, ниобия и тантала, циркония и др.), имеющих стратегическое значения для современной экономики. Также с карбонатитами связаны месторождения бария, стронция, фосфора, железа, титана, флюорита и другие.

## **1.2. Механизмы образования карбонатитов**

К настоящему времени в многочисленных научных работах накоплено и интерпретировано большое количество информации о геологии карбонатитов. Установлено, что карбонатиты ассоциируют с широким рядом щелочных силикатных пород: например, с мелилититами, лампрофирами, щелочными габбро, ийолитами, агпайтовыми сиенитами. Также существует группа карбонатитов, которые не ассоциируют с силикатными породами (Gittins, 1966; Heinrich, 1966; Woolley, 1987, 2001; Bailey, 1990; Kogarko et al., 1995; Woolley, Kjarsgaard, 2008). Было сформулировано несколько гипотез, объясняющих ассоциацию карбонатитов с силикатными породами или её отсутствие (Kjarsgaard, Hamilton, 1989; Wyllie, 1989; Brooker, 1998; Harmer, Gittins, 1998; Lee, Wyllie, 1998; Gittins, Harmer, 2003), и проведен ряд экспериментальных исследований для их проверки. В них предполагается, что в результате процессов плавления в химически неоднородном, карбонатизированном силикатном источнике образуется недосыщенный кремнеземом и обогащенный углекислотой щелочной расплав, который впоследствии может эволюционировать несколькими путями либо же их комбинацией:

- 1) расплав, путем кристаллизационной дифференциации, продуцирует ряд силикатных пород и карбонатиты, являющиеся продуктом кристаллизации остаточного расплава;

- 2) расплав разделяется на несмешиваемые жидкости силикатного и существенно карбонатного состава;
- 3) расплав по составу изначально представляет собой карбонатитовую магму и кристаллизуется непосредственно в карбонатит.

Предполагается, что в результате последнего из приведенных путей образуются весьма редкие проявления магнезио- и силико-карбонатитов, содержащие обломки мантийного материала и не проявляющих видимой ассоциации с силикатными породами, источником которых предполагается карбонатизированный в результате мантийного метасоматоза перидотит (Wallace, Green, 1988; Dalton, Wood, 1993; Harmer, Gittins, 1998). Важным отличительным признаком таких карбонатитов является наличие минеральных наборов мантийных ассоциаций и ксенолитов. При этом, экспериментальные исследования свидетельствуют, что увеличение содержания кремнезема и магнезиальности выплавки из такого перидотита происходит либо при повышении степени частичного плавления, либо зависит от глубинности источника (Sweeney, 1994; Harmer, Gittins, 1998; Lee, Wyllie, 1998; Wallace, Green, 1988; Сокол и др., 2015 а, б и другие).

Несмотря на теоретически возможное образование мантийных карбонатитовых магм, подкрепленное экспериментальными исследованиями, эта гипотеза ставится под сомнение некоторыми учеными по следующим причинам (например, Владыкин, 2009):

- 1) исходя из состава и полевых наблюдений, потенциальная тепловая энергия первичной магмы, вероятно, не могла быть настолько большой, чтобы обеспечить возможность миграции на большое расстояние от места образования в условиях холодной литосферы и коры. Наиболее вероятна кристаллизация такой магмы на небольшом удалении в несколько километров от места зарождения;
- 2) в доказательство чисто мантийного происхождения карбонатитовой магмы приводится отсутствие ассоциирующих силикатных пород. Однако эти породы могут быть оторваны в результате геологических процессов, либо же залегать на некотором удалении и не быть вскрытыми эрозией.

Кроме того, согласно некоторым результатам геохимического моделирования, этот механизм не подходит для образования подавляющего большинства карбонатитов Земли (Dasgupta et al., 2009). В большинстве карбонатитовых комплексов мира карбонатиты представлены преимущественно кальциевыми разновидностями с низкой магнезиальностью (со средним содержанием MgO 1,80 мас.%) (Woolley, Kempe, 1989), и лишь изредка отмечаются проявления доломитовых карбонатитов с высоким содержанием магния (до 14 мас.% и более), такие как Сарфартог в Гренландии (Secher, Larsen, 1980), Невания в Индии (Doroshkevich et al.,

2010 б), Часвета в Замбии (Bailey, 1989), Тамазерт в Марокко (Mourtada et al., 1997), Пограничное и Веселое в Западном Забайкалье (Doroshkevich et al., 2007 а, б).

Также многие ученые в своих наблюдениях и исследованиях отмечают множество других важных признаков того, что именно механизмы фракционной кристаллизации и жидкостной несмесимости являются ведущими в образовании и эволюции карбонатитовых магм для подавляющего большинства проявлений. Эта точка зрения складывается, во-первых, из полевых наблюдений текстур, относимым к результатам несмесимости и фракционной кристаллизации, запечатленных во взаимоотношениях силикатных пород и карбонатитов: шлиров, каплевидных и стратифицированных обособлений. Стоит заметить, что наблюдение одних лишь текстурных особенностей не является необходимым и достаточным условием для определения механизма образования карбонатитов: например, если несмесимое разделение произошло или было на завершающих стадиях, то доказательств несмесимости в полевых условиях можно и вовсе не обнаружить (Gittins, 1989).

Во-вторых, приводятся важнейшие данные прямого наблюдения процессов несмесимости и фракционирования, воспроизводимых при изучении расплавных включений в минералах карбонатитов и алмазах (Rankin, Le Bas 1974; Романчев, Соколов, 1980; Navon et al., 1988, 2003; Navon, 1991; Panina, 2005; Klein Ben-David et al., 2007; Sokolov, 2007; Doroshkevich et al., 2010 а; Mitchell, Dawson, 2012; Guzmics et al., 2012; Sharygin et al., 2012; Solovova, Girnis, 2012). Результаты этих исследований показывают, что процесс несмесимости силикатной и карбонатной жидкости возможен в широком диапазоне давления и температуры от коровых до мантийных условий, а родительский расплав, помимо углекислоты, может быть крайне обогащен щелочами, фтором, фосфором, серой, водородом, азотом.

В-третьих, были проведены экспериментальные исследования, убедительно воспроизведшие и показавшие возможность проявления несмесимости силикатных и карбонатных жидкостей в природе (Kjarsgaard, Hamilton, 1989; Kjarsgaard, 1998; Brooker, 1998; Lee, Wyllie, 1998; Wyllie, Lee, 1998; Veksler et al., 2012; Rankin, Le Bas, 1974; Романчев, Соколов, 1980; Panina, 2005; Martin et al., 2012). Следует отметить, что эксперименты по несмесимости проводились с весьма обогащенными щелочами составами, в существенно больших количествах, чем описывается в продуктах кристаллизации карбонатитовой магмы в большинстве проявлений в мире, за исключением натрокарбонатитов Олдоиньо Ленгаи.

С другой стороны, других мест, где можно было бы изучить свежайшие образцы карбонатитовых магм, кроме Олдоиньо Ленгаи, пока не существует. Изучения свежеизверженных натрокарбонатитовых магм, проведенные А. Зайцевым (Zaitsev, Keller, 2006; Zaitsev, 2010), показывают, что они интенсивно меняют свой состав и теряют щелочи в довольно

короткий период времени: в течении 72 часов первичный чёрный натрокарбонатит, сложенный грегориитом  $(\text{Na}_2, \text{K}_2, \text{Ca})\text{CO}_3$  и ньеререитом  $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$ , покрывается белым налётом термонатрита  $(\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O})$  и нахколита  $(\text{NaHCO}_3)$ . Через 2,5 месяца в верхней части потока появляется пирссонит  $(\text{Na}_2\text{Ca}[\text{CO}_3]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O})$ , а через 14 месяцев в породах появляется кальцит.

О чрезвычайной обогащенности первичных карбонатитовых магм щелочами и их потере при кристаллизации свидетельствуют многочисленные проявления пустот выщелачивания в карбонатитах и крупномасштабных ореолов фенитизации во вмещающих породах, а также данные по изучению включений в минералах (Nielsen et al., 1997; Veksler et al., 1998; Panina, 2005; Андреева и др., 1998; Buhn, Rankin, 1999; Дорошкевич и др., 2004; Doroshkevich et al., 2010a и другие).

### 1.3. Закономерности проявления карбонатитов

Карбонатиты преимущественно распространены в стабильных платформенных обстановках и контролируются мощными разломами (рифтовыми структурами) и зонами резкого уменьшения мощности континентальной литосферы (Когарко, 2006), причем более половины описанных проявлений находится в Африке (Jones et al., 2013). Часто карбонатиты обнаруживаются в периферийных частях складчатых поясов, проявляя явную связь с орогенными событиями или расколам тектонических плит (Garson et al., 1984; Le Bas, 1987; Bell, 1989; Veizer et al., 1992), а также приурочены к крупным топографическим поднятиям до 1000 км в диаметре (Le Bas, 1971; Srivastava et al., 1995). Карбонатиты часто находятся в пространственной и временной близости с крупными изверженными провинциями: Афар в Восточной Африке, плато Декан в Индии, Сибирские траппы в России, базальты Кевеенаван, США (Ernst, Bell, 2009; Gwalani et al, 2010 и др. ссылки там же). По анализу наиболее полной базы данных о карбонатитах в мире становится заметен литологический контроль с повторяющейся активацией древних карбонатитов в архейской коре. Проявления карбонатитов в океанической литосфере редки (Silva et al., 1981; Kogarko, 1993; Hoernle et al., 2002; Jurgensen, Holm 2002), однако щелочной магматизм активно проявлен на океанической литосфере и описание карбонатитового расплава в пустотах межзернового пространства в дунитовых ксенолитах архипелага Кергелен (Moine et al., 2004) и первичного карбоната в гарцбургитовых нодулях о. Монтана-Клара (Когарко, 2005) дают основания полагать, что океанические карбонатиты могут быть гораздо более распространены.

Географические области карбонатитовой активности часто очень долгоживущие, и связываются с мантийными плюмами: например, карбонатиты Кольского полуострова (Marty et al. 1998), Канарских островов (Widom et al., 1999), островов Капо Верде (Holm et al., 2006), Бразилии

(Toyoda et al., 1994), траппов Деккан (Simonetti et al., 1998) и Гренландии (Larsen, Rex, 1992). При признаках отсутствия связи с плюмовой активностью, наиболее вероятна связь с подстилающей литосферой (Genge, 1994; Woolley, Bailey, 2012; Jones et al., 2013).

Среди карбонатитов 24% не проявляют ассоциации с силикатными породами, а 76% ассоциируют с большим диапазоном силикатных пород (Jones et al., 2013). Выделяются семь главных групп по ассоциации в порядке убывания: ийолиты, фонолиты-фельдшпатоидные сиениты, трахиты-сиениты, мелилититы, лампрофиры, кимберлиты, базаниты-щелочные габбро. Часто в ассоциации карбонатитов с ийолитами и мелилититами содержатся ультраосновные породы, которые считаются кумулятами.

Экструзивные карбонатиты обнаружены в 46 проявлениях (Jones et al., 2013). Большая часть проявлений содержит мантийный материал (ксенолиты и ксенокристы), а более чем треть ассоциируют с мелилитит-содержащими силикатными породами. По наличию мантийного материала в некоторых проявлениях карбонатитов и отсутствию ассоциирующих силикатных пород эти карбонатиты относят к образовавшимся в результате кристаллизации прямых выделок из мантии. Хотя большая часть карбонатитов, предположительно, сформировались в результате дифференциации магм, образованных в результате частичного плавления в метасоматизированной литосфере.

Для карбонатитов типичны высокие содержания стронция, бария, фосфора и легких РЗЭ, часто более чем в три раза превышающие значения в хондритовых метеоритах, и негативные Zr и Hf аномалии (Nelson et al., 1988; Woolley, 1989; Jones et al., 2013; база данных состава пород GEOROC: <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>). Значения среднего химического состава показывают, что содержания Si, Ti, Mn, Ba, Fe и F увеличиваются в ряду кальциокарбонатиты-магнезиокарбонатиты-феррокарбонатиты, а содержания Al, Na, K, Sr и P варьируют (Bell, 1989; Jones et al., 2013). В ряду магнезиокарбонатиты-кальциокарбонатиты-феррокарбонатиты содержание рассеянных элементов, таких как Co, Cr, Ni, V, уменьшаются, в то время как наибольшие концентрации РЗЭ, Th и U характерны для феррокарбонатитов и поздних карбонатитов, в которых валовое содержание  $\text{РЗЭ}_2\text{O}_3 > 1\%$  (Jones et al., 2013). Характерной особенностью карбонатитов является их обогащенность легкими РЗЭ.

Карбонатитовый магматизм прослеживается во времени от архея до наших дней (Woolley, Church, 2005; Woolley, Kjarsgaard, 2008). Наиболее древние карбонатиты и ассоциирующие с ними силикатные породы описаны в комплексе Палабора в Южной Африке возрастом от 2063 до 2013 млн. лет (Masaki et al., 2005) и Сиилинъярви, Финляндия возрастом от 2047 до 2600 млн. лет (Puustinen, 1972; Woolley, Kempe, 1989; Jones et al., 2013). Статистические данные говорят об увеличении активности карбонатитового и щелочного магматизма во времени (Когарко, 2006):

резкое увеличение интенсивности наблюдается после рубежа около 600 млн лет. Вероятно, это связано с началом процесса субдукции ранней океанической коры на рубеже архей-протерозой, плавление которой в нижней мантии постепенно привело к локальному метасоматозу литосферной мантии и образованию в ней источников зарождения карбонатитовых расплавов (Когарко, 2006).

Карбонатиты по объему более малочисленны, чем силикатные породы, однако их широкое распространение на большинстве континентов вкупе с их возрастным разнообразием позволяет оценивать эволюцию субконтинентальной мантии во времени. Nd и Sr изотопные характеристики карбонатитов свидетельствуют о том, что большинство карбонатитов образовалось из деплетированного источника, хотя часть сформирована из обогащенного источника (Tilton, Kwon, 1990; Kramm, 1993; Tilton, Bell, 1994; Simonetti, Bell, 1994 a; Bell, Dawson, 1995; Bell, Simonetti, 1996; Bell, Tilton, 2001; Bell, Rukhlov, 2004; Jones et al., 2013; Rukhlov et al., 2015). Особенности состава радиогенных изотопов молодых карбонатитов соответствуют составу изотопов для молодых океанических базальтов (Bell, Tilton, 2001).

#### **1.4. Геологическая изученность Чадобецкого поднятия**

Первые сведения о щелочно-ультраосновных породах Чадобецкого поднятия принадлежат А.С. Хоментовскому (1938), который обнаружил жилы интрузивных пород с высоким содержанием фосфора и диагностировал их как лампрофиры. В дальнейшем изучение этих пород было продолжено в 1950 г. Н.С. Зайцевым и В.В. Ляховичем, которые отнесли их к слюдяным перидотитам и высказали мнение о Чадобецком поднятии, как о единой структуре с Иркинеевской антиклиналью, разделенной полем палеозойских отложений, вследствие ундуляции ее шарнира (Зайцев, Ляхович, 1955). В 1958 году М.Н. Благовещенская составила геологическую карту листа О-47 масштаба 1:1 000 000 и объяснительную записку к ней. Впервые автор (Благовещенская, 1958) сделала предположение, что образование Чадобецкого поднятия происходило в результате внедрения ультраосновных пород. К этим же годам относятся первые находки бокситов, выявленные проявления фосфора и редких земель в щелочно-ультраосновных породах. В 1959 году геофизиками Н.Н. Дашкевичем и Г.С. Стародубовым открыто Чуктуконское ниобий-редкоземельное месторождение (Дашкевич и др., 1962; Дека, 2004).

М. Л. Лурье и Л. А. Полунина, в ходе систематического изучения щелочно-ультраосновных пород поднятия в 1958–1960 гг, установили, что ультраосновные породы также образуют жилы, сложенные преимущественно пикритовыми и флогопит-оливиновыми порфиритами, как среди докембрийских, так и среди раннекембрийских пород, и что по

химическому минеральному составу данные породы близки к кимберлитам (Лурье, Полунина, 1958; Полунина, 1966).

В 1960-62 году на площади поднятия проводилась геологическая съемка масштаба 1:200 000 (Цакулов, Скляров, 1961; Скляров, 1962). На первых этапах работ, в процессе геологической съемки Р.Я. Скляров разработал местную стратиграфическую схему для расчленения осадочных образований рифея. Магматические образования были подразделены на три комплекса: чадобецкий комплекс ультраосновных щелочных пород рифей-нижнекембрийского возраста, формацию Сибирских траппов нижнетриасового возраста и кимберлитовые породы среднетриасового возраста.

Изучение щелочных пород было продолжено в 1961–1963 гг. В.Л. Чубугиной, которая выделила среди них пироксеновые слюдистые перидотиты, мелилит-нефелиновые перидотиты, монтичеллитовые альнеиты, ийолит-мельтейгиты, мончикиты, сельвсбергиты, щелочные сиениты, пироксен-нефелиновые слюдистые породы, карбонатиты, а также слюдистые кимберлиты жильного и трубчатого типа (Чубугина, 1964; Юркин и др., 1964). Р. Я. Скляров в 1971 году разделил щелочно-ультраосновные породы по вещественному составу и возрасту на два комплекса: верхнепротерозойский-нижнекембрийский дайково-жильный комплекс пикритовых, флогопит-оливиновых порфиритов, слюдистых пикритов и карбонатитов и триасовый комплекс кимберлитовых трубок взрыва. Абсолютный возраст первого комплекса определен К-Аг методом по флогопиту и дает значения 516 млн. лет, а U-Pb методом по циркону – 800 млн. лет (Варганов и др., 2010). Пермо-триасовый возраст кимберлитов второго комплекса определен К-Аг методом по флогопиту в 260 млн. лет. В составе кимберлитов были встречены ксенолиты углей и долеритов, косвенно указывающие на их триасовый возраст (Скляров, 1971).

С 1961 по 1994 гг площадь поднятия активно изучалась на перспективы добычи алмазов из коренных и россыпных месторождений (Юркин и др., 1964; Крюков и др., 1981; Сапронов, Москалев, 1995). На территории поднятия было выделено 5 кустов кимберлитовых трубок, была установлена слабая алмазоносность трубки Брусская Теринского выступа. Пиропы из трубок Теринского выступа представлены малокальциевыми разновидностями, в том числе дунит-гарцбургитового парагенезиса, единичные – алмазной ассоциации (Крюков и др., 1984).

На территории поднятия, начиная с 1964 года с целью поисков железных руд, бокситов, кимберлитов и в помощь геологическому картированию, проводились многочисленные геофизические исследования: аэромагнитные съемки масштаба 1:25 000 (Жураковский, 1964; Ключас, 1995), масштаба 1:50 000 (Писарев, 2002), 1:100 000 (Лапин, 1987). В результате работ составлены карты магнитного поля, выделены перспективные участки для поисков бокситов, железа, магнитные аномалии предположительно «трубчатого» типа, площадь поднятия

разделена на блоки, отличающиеся по составу пород, выполнен прогноз суммарной мощности траппов, определена их морфология и условия залегания, проведено выделение и классификация тектонических нарушений, определена глубина залегания фундамента.

В пределах поднятия проведены гравиметрические съемки масштаба 1:200 000 (Семенов, 1964), 1:50 000, 1:25 000 (Жураковский, 1991). По данным гравиметрических съемок площадь характеризуется ярко выраженным блоковым строением и широким проявлением вулканоматматических структур. Чадобецкое поднятие описано как куполовидно-блоковая структура, под которой на глубине 5 км находится магнитный объект, вероятно, массив пород ультраосновного щелочного состава.

На территории поднятия проводились электроразведочные исследования с использованием различных методов с целью изучения глубинного строения, выделения проводящих зон глубинных разломов: метод зондирования становления поля в ближней зоне (ЗСБЗ) глубиной исследования 3-4 км, магнитотеллурических методов. По электроразведочным данным Тоболова В.К. 1982, 1983, 1986 г. составлены карты параметров теллурического поля масштаба 1:200 000, схема рельефа фундамента, изучен прогноз осадочного чехла по суммарной проводимости подсолевых отложений.

В 2004 году проведено комплексное геофизическое исследование (Евграфов, 2004). В результате были построены модели глубинного строения земной коры и верхней мантии, отражающие распределение сейсмических границ, плотности, намагниченности и проводимости. Сделан вывод, что Чадобецкое поднятие располагается в узле пересечения Оскобинской и Кординской линейментных зон и воссоздана картина его развития.

В результате металлометрических съемок 1959-1962 гг (Дашкевич, Стародубов, 1960; Германов и др., 1961; Складов, 1962; Киселев и др., 1962; Ахметшин и др., 1961) был выявлен сложный комплекс редких земель, цветных и черных металлов, комплексная аномалия Р, Nb, Ni, Ве. В 1983-85 гг, при проведении общих поисков месторождений ниобия на Чуктуконском поднятии, были проведены литогеохимические поиски с целью оконтуривания вторичных ореолов ниобия (Зонова, 1985). В результате работ выявлены ореолы Nb, которые оконтуривают выходы карбонатитов и карбонатизированных пород. Аномальные содержания Р, Mn, Ва, Се, Sr соответствуют ореолам Nb, что подчеркивает комплексное оруденение карбонатитов. В 2001-2005 годах в пределах Енболакской площади пробурены картировочные скважины с литогеохимическим опробованием по первичным ореолам геологических образований (Мкртычян, 2005) и составлена геохимическая характеристика магматических и осадочных пород.



В 2008-2010 годах геологической партией «Красноярскгеолсъемка» под руководством Варганова А.С. проведено доизучение масштаба 1:200 000 на Чадобецкой площади с целью создания многоцелевой геологической основы и комплексной оценки перспектив территории на редкие земли, ниобий, бокситы и алмазы. Выделены перспективные площади на алмазы (Нембо-Енболакская и Исчухинская) и бокситы (Накита-Теринская). Прогнозные реусрсы алмазов по категории Р<sub>3</sub> составляют 250 млн. карат, железо-алюминиевого сырья – 92 млн. т. Утвержденные запасы руд ниобий-редкоземельного Чуктуконского месторождения по категории С<sub>2</sub> составляют 6 639 тыс. т, из них  $\Sigma TR_2O_3$  – 485 975 т,  $Nb_2O_3$  – 39 834 т.

В истории изучения пород чадобецкого комплекса активнее всего изучались породы Теринского выступа. Результаты исследований щелочных пород поднятия изложены в многочисленных работах А.В. Лапина (Лапин, Пятенко, 1992; Лапин, 2001; Лапин, Лисицын, 2004) и Василенко с соавторами (1989). В них подробно изложено строение поднятия, состав петрогенных и примесных компонентов ультраосновных щелочных пород, описана модель образования поднятия, подчеркнуты отличия ультраосновных щелочных пород от кимберлитов Якутской провинции и сложность их идентификации как кимберлитов. Также детально изучена кора выветривания поднятия и, в частности, Чуктуконского массива, с которой связано месторождение Р-Nb-РЗЭ руд (Лапин, Черепивская, 1989; Лапин, 1992; Лапин, 1997; Slukin, 1994; Цыкина, 2004; Лапин и др., 2016): проведено изучение состава материала скважин и минералов коры выветривания массива, отнесенное к латеритному типу, описано вертикальное строение, проведено сопоставление с корами выветривания массивов Томтор и Белая Зима.

Вопрос формационной принадлежности пород чадобецкого комплекса к карбонатит-кимберлитовому или пикрит-карбонатит-кимберлитовому типу является дискуссионным и немаловажным, поскольку этот комплекс может считаться типовым для разработки формационных и петрологических критериев оценки рудоносности. Большинство исследователей, такие как Дашкевич (1999), Зайцев (Зайцев, Ляхович, 1955) и Юркин (Юркин, Крюков, 1969), относили эти породы к кимберлитовой формации на основании того, что поздняя фаза ультраосновных щелочных силикатных пород формирует трубки взрыва, представлена автолитовыми брекчиями, содержит ксенолиты эклогитов, в породах присутствуют вкрапленники оливина и флогопита, определены знаки алмазов и соответствии другим критериям. Лапин же в своих работах на основании минералогических и геохимических данных и сопоставления с кимберлитами Сибирской платформы относил их к пикрит-альнеитам (Лапин, Пятенко, 1992; Лапин, 2001).

## Глава 2. Геологическая характеристика Чадобецкого поднятия

### 2.1. Краткая геологическая характеристика района Чадобецкого поднятия

Чадобецкое поднятие расположено в юго-западной части Сибирской платформы в области сочленения крупных среднепротерозойско-среднепалеозойских структур (рис. 2.1): Байкитской антеклизы, Присяяно-енисейской (Ангарской) синеклизы, разделяющей их зоны Ангарских складок, Иркинеевский выступ Енисейской складчатой области, небольшого фрагмента Ангаро-Ленской ступени и позднепалеозойско-раннемезозойской Тунгусской синеклизы (Дашкевич, 1999; Кириченко и др., 2012; Каргин и др., 2016). Перечисленные структуры осложняет наложенный Ангаро-Вилуйский мезозойский прогиб. Широко проявлены дислокации складчатого и разрывного типа, а также характерны значительные осложнения структур в результате интенсивного раннемезозойского интрузивного и вулканоплутогенного магматизма.

Строение фундамента в пределах данной территории неоднородно по типу слагающих его геологических архей-раннепротерозойских образований и характеризуется блоковым строением (рис. 2.2.) (Кириченко и др., 2012). Рельеф поверхности кристаллического фундамента по гипсометрическим характеристикам представляется переходным от области небольших глубин к области значительного прогибания на севере платформы. По поверхности кристаллического фундамента картируется Байкитское поднятие, соотносимое с контурами Байкитской антеклизы и оконтуриваемое изогипсой -4 км и Канско-Тасеевской впадиной (Присяяно-Енисейской синеклизой). На территории Байкитского поднятия по изогипсе -3 км выделяется крупная положительная структура кристаллического фундамента – Камовское поднятие (свод) (Гришин и др., 1987). Байкитское поднятие отделено от Енисейского кряжа региональной зоной прогиба поверхности фундамента, южное крыло которой представлено Теринским мегапрогибом. В границах территории, соответствующей Присяяно-Енисейской синеклизе, наблюдаются наибольшие глубины залегания фундамента – до 10-12 км. Отмечаются несколько впадин: Долгомостовская (Канская), Чуно-Мурская и Катская (Кежемская), объединенные в общую Канско-Тасеевскую впадину (Кириченко и др., 2012).

Чехол Сибирской платформы разделяется на следующие структурные ярусы: рифейский (RF), вендско-среднепалеозойский ( $V_1-S_1$ ), среднепалеозойский ( $D_{2-3}-C_1$ ), верхнепалеозойско-нижнемезозойский ( $C_1-T_1$ ), среднемезозойский ( $J_1-2$ ), разделяющиеся крупными региональными несогласиями, а также ограниченно распространенный верхнемезозойско-кайнозойский структурный ярус ( $K_2-N_2$ ) (Кириченко и др., 2012).

Элементы строения фундамента разделены линеаментными зонами Иркинеево-Катангского авлакогена субширотного простирания, Бростко-Ковинского и Тунгусской рифтогенной зоны субмеридионального простирания (Дашкевич, 1999). Иркинеево-Катангский авлакоген заполнен карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями мощностью 8-10 км, основной объем которых приходится на отложения среднепротерозойского возраста мощностью 6-8 км, и ограничен крупными тектоническими нарушениями. В верхнепротерозойских и нижнекембрийских отложениях сформировались высокоамплитудные инверсионные складчатые антиклинальные поднятия – зона Ангарских складок.

Магматизм данного региона по особенностям химического состава, петрографии и степени дифференциации разделяется на семь комплексов палеозойского и мезозойского возрастов (Кириченко и др., 2012; Варганов и др., 2015):

- 1) Ильбокичское проявление девонских ультрамафических лампрофиров
- 2) Катангский габбро-долеритовый раннетриасовый комплекс
- 3) Кузьмовский комплекс дифференцированных интрузий раннего триаса
- 4) Тычанский комплекс умереннощелочных раннетриасовых долеритов
- 5) Агатский комплекс среднетриасовых долеритов
- 6) Хушминский мезозойский карбонатит-мельтейгит-пикритовый комплекс
- 7) Чадобецкий щелочно-ультраосновной комплекс мезозойского возраста.

Ильбокичское проявление ультрамафических лампрофиров вскрыто скважинами к западу от Чадобецкого поднятия в пределах Иркинеево-Катангского авлакогена (Каргин и др., 2016). По особенностям минерального и химического состава вскрытые магматические породы были диагностированы как айликиты и дамтьерниты в зависимости от содержания калиевого полевого шпата в основной массе (Каргин и др., 2016). Внедрение ультрамафических лампрофиров, согласно результатам Rb-Sr изучения, произошло около 392 млн лет назад (Кириченко и др., 2012).

Катангский габбро-долеритовый раннетриасовый комплекс представлен недифференцированными и слабо дифференцированными интрузиями долеритов мощностью от 5-10 до 150-200 м: оливинными долеритами, троктолитовыми долеритами, габбро-долеритами, габбродолеритами с кварцем и микропегматитом (Кириченко и др., 2012). Они являются наиболее распространенными в рассматриваемом регионе, относятся к производным дегазированным магм и прорывают все стратиграфические уровни вплоть до нижнетриасовых включительно. По ряду датировок Ar-Ar методом возраст интрузий укладывается в интервал  $240-252 \pm 7,6$  млн лет (Иванов и др., 2006). Распространение пород комплекса в значительной степени приурочено к глубинным долгоживущим зонам разломов, проявленными в фундаменте

платформы (Сользаводский, Чадобецкий, Нижнеангарский, Ковино-Вихоревский и Ангаро-Вилуйский разломы) (Благовещенская, 1958; Ковригина, Подгорная, 1978; Ковригина, 1984). По форме залегания интрузии образуют силлы или пологонаклонные секущие тела в осадочных породах, в туфах – дайки, тела неправильной формы, штоки.

Кузьмовский комплекс дифференцированных интрузий сложен троктолитовыми, оливинowymi долеритами, габбродолеритами, феррогаббро, диорит-пегматиты, а также трубками взрыва, сложенными взрывными брекчиями основного состава (Кириченко и др., 2012). Породы образуют силлы в основном в контакте отложений нижнего палеозоя с пермокарбонowymi отложениями, а также прорывают отложения нижнего триасса (Ковригина, 1984; Лавриков, Смолякова, 1982). В районе Чадобецкого поднятия они в структурном отношении приурочены к переходной зоне от поднятия к окружающим прогибам и окружают его кольцом. Возраст комплекса по геологическим данным устанавливается как раннетриасовый по прорывам интрузиями туфогенных образований и несогласного перекрытия траппов отложениями нижней юры.

Тычанский комплекс умереннощелочных долеритов объединяет недифференцированные интрузии умереннощелочных пород (Кириченко и др., 2012). Комплекс структурно приурочен к юго-восточному крылу Чадобецкого поднятия и зоне Нижнеангарского глубинного разлома. Форма тел – силлы, секущие тела и дайки, сложенные долеритами, тешенит-долеритами и анальциновыми долеритами мощностью до 50 м.

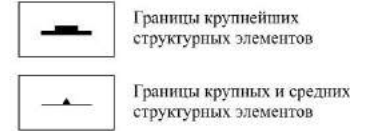
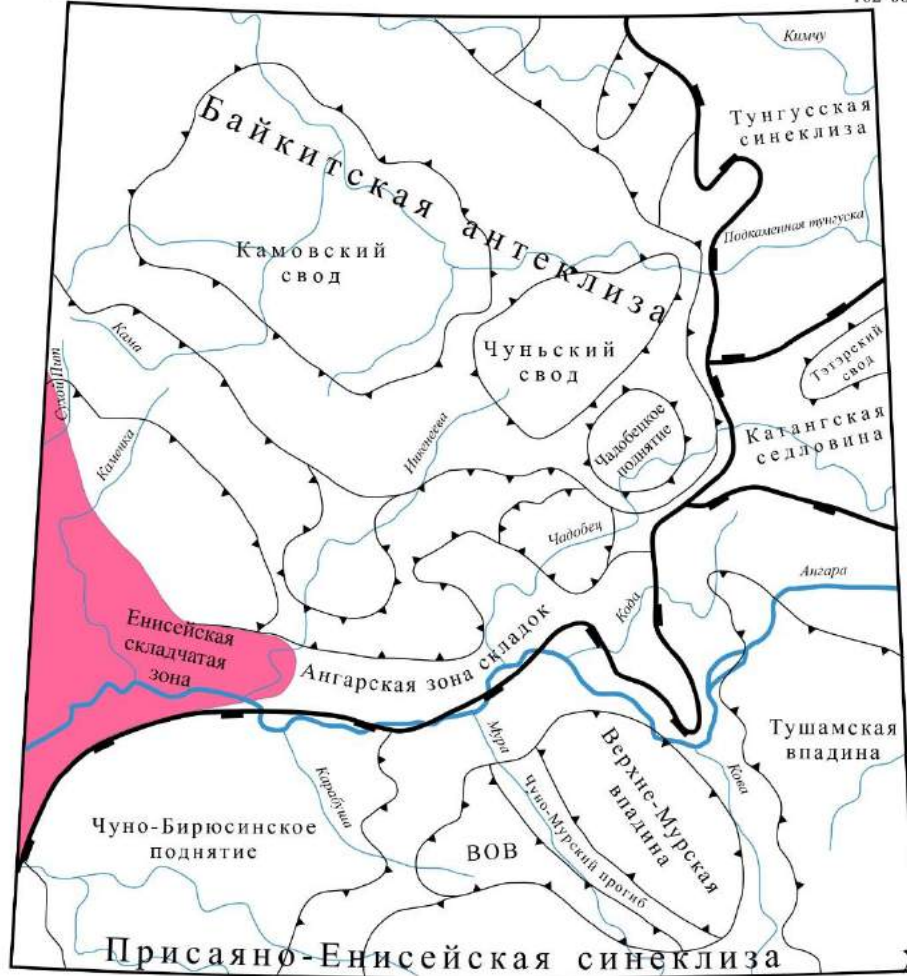
Агатский среднетриасовый долеритовый комплекс представлен недифференцированными интрузиями, прорывающими вышеописанные интрузивные образования (Кириченко и др., 2012). Интрузии данного комплекса образуют мелкие маломощные тела изометричной, изометрично-вытянутой формы, пластовые тела, дайки мощностью до 50 м. По составу выделяются тела афанитовых, мелкозернистых, порфиридных, атакситовых долеритов, микродолеритов и микродолерит-порфиров.

Хушминский мезозойский карбонатит-мельтейгит-пикритовый комплекс образован пикритами, серпентинитами и брекчиями ультраосновных пород, образовавшихся в первую фазу внедрения, и кальцитовыми карбонатитами второй фазы внедрения (Варганов и др., 2015). Карбонатиты слагают штоки и штокообразные тела до 150 м и более в диаметре, дайко-, пило- и линзообразные тела до первых десятков метров, образующие невыдержанные горизонты в слоистой туфогенно-осадочной толще нижнего триаса. Кальцит в карбонатитах представлен кальцитом двух генераций: кальцит первой генерации образует крупные (до 2 см) кристаллы, окруженные гидроокислами железа, вторая генерация представлена в виде мелких кристаллов в основной массе, цементирующей кристаллы первой генерации. В качестве аксессуарных

минералов в карбонатитах определены барит, целестин, алмадин, гроссуляр, апатит, пирит, пироклор, магнетит. Карбонатитовые тела сопровождают обширные ареолы фенитизации, сложенные кальцитом двух генераций с реликтами вулканокластического материала, минералами группы хлорита, единичными зернами эпидота и магнетита. Низкотемпературные гидротермальные изменения проявились в наложении сульфатной (преимущественно, гипс-ангидритовой) и реже сульфидной минерализации. Окремнение пользуется ограниченным распространением. Мезозойские карбонатиты прорывают туфогенные образования нижнего триасса и туфы жерл вулканов (трубок), которые, в свою очередь, являются более поздними по сравнению с туфогенно-осадочными образованиями. Мезозойский возраст пород ультраосновного-щелочного комплекса принят условно. Установлено, что тела брекчий прорывают туфогенные образования триасового возраста, прорывающие каменноугольные отложения (Глушков, 1991), а также интрузии катангского и агатского комплексов. По К-Аг методу возраст укладывается в интервал  $217-246 \pm 10$  млн лет.

61°20'00" с.ш.  
95°00'00" в.д.

61°20'00" с.ш.  
102°00'00" в.д.



57°20'00" с.ш.  
95°00'00" в.д.

25 0 25 50 75 100 125 150 175 200 км

57°20'00" с.ш.  
102°00'00" в.д.

Рисунок 2.1. Схема тектонического районирования региона согласно Конторович и др. (2009), Каргин и др. (2016).

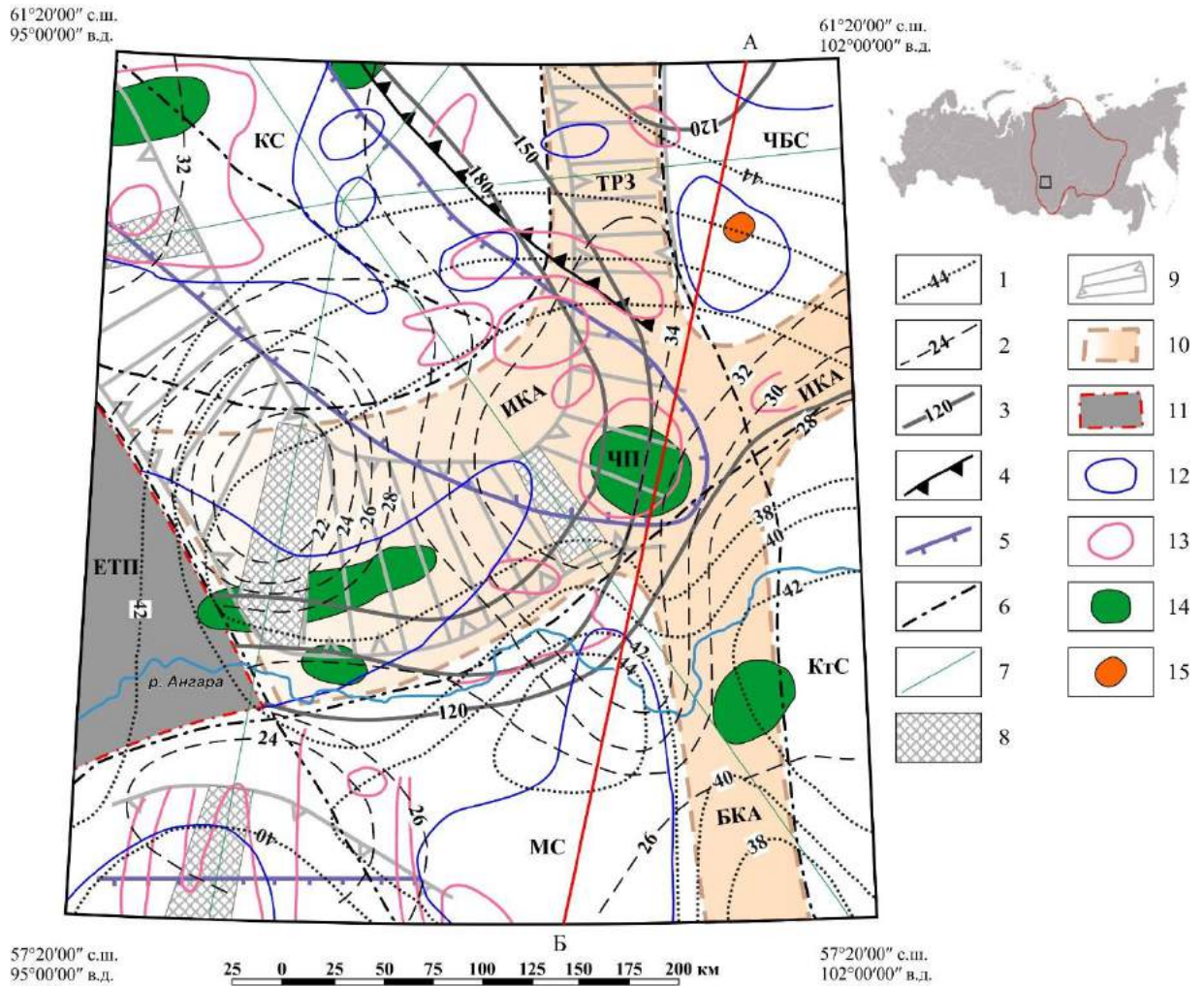


Рисунок 2.2. Схема элементов строения и физических свойств литосферы юго-западной части Сибирской платформы согласно Дашкевич (1999): 1 – Изогипсы поверхности Мохоровичича; 2 – Изогипсы поверхности гранулит-базитового слоя; 3 – Изогипсы кровли астеносферы; 4 – границы проводящей астеносферы; 5 – региональные зоны высокой проводимости в земной коре: Камовская на севере, Чуно-Бирюсинская на юге; 6 – Крупнейшие структурообразующие и магмоконтролирующие глубинные разломы; 7 – Профили ГСЗ-МОВЗ (НПО Нефтегеофизика); 8, 9 – Участки сложного строения переходной зоны между земной корой и мантией (зоны «корово-мантийной смеси»): 8 – выделенные по материалам и ГСЗ, 9 – прогнозируемые; 10 – Границы рифтогенных структур (авлакогены, зоны тектономагматической активизации): ИКА – Иркинеево-Катангский авлакоген, БКА – Братско-Ковинский авлакоген, ТРЗ – Тунгусская рифтогенная зона; 11 – ЕТП – Енисейский тектонический пояс; 12 – Поднятия поверхности фундамента; 13 – Положительные структуры средне- и верхнепротерозойских отложений; 14 – Промежуточные очаги ультраосновного магматизма (ЧП – Чадобецкое поднятие); 15 – Ареалы тел карбонатитов на земной поверхности.

Своды: КС – Камовский свод, ЧБС – Чуно-Бирюсинский свод, КтС – Катанский свод, МС – Мурский свод. Линия АБ – линия разреза для рисунка 5.1.

## 2.2. Геологическая характеристика Чадобецкого поднятия.

Чадобецкий щелочно-ультраосновной комплекс расположен в пределах Чадобецкого поднятия на пересечении Иркинеево-Катангского и Братско-Ковинского авлакогенов и Тунгусской рифтогенной зоны (см. рис. 2.2.). Поднятие представляет собой куполовидное сооружение эллипсовидной формы с размерами осей 45 и 35 км (рис. 2.3). Ядро поднятия, образующее два выступа – северный (Териновский массив) и южный (Чуктуконский массив), сложено карбонатно-терригенными отложениями среднего рифея-кембрия: глинистыми и алевролитами-глинистыми сланцами, песчаниками, известняками и их доломитовыми разновидностями, доломитами, линзами сидеритов, галечниками, алевролитами и прослоями углей. Внешнее обрамление поднятия образовано полями развития траппов долеритового и габбро-долеритового состава в субгоризонтальных пермо-карбонатовых терригенных отложениях и пермо-триасовых туфах (Скляр, 1971; Анучин, Лисицын, 1992; Кириченко и др., 2012).

Чадобецкое поднятие характеризуется высокой степенью интенсивности ультраосновного щелочного магматизма с большим разнообразием его морфологических типов. Главные структурные части поднятия, северный, Териновский и южный, Чуктуконский выступы, различаются характером магматизма. На Териновском выступе преимущественно распространены согласные интрузии при подчиненном развитии секущих даек и штокообразных тел, ультраосновные щелочные породы преобладают над карбонатитами. В пределах Чуктуконского выступа преимущественно развиты секущие штокообразные интрузивные тела и жилы карбонатитов при резко подчиненной роли ультраосновных щелочных пород. Эксплозивные трубки взрыва характеризуются сквозным распространением по всей площади Чадобецкого поднятия, но преимущественно тяготеют к периферии Чуктуконского выступа ядра купольной структуры (Лапин, Пятенко, 1992).

Столь высокая концентрация интрузивных и эксплозивных проявлений ультраосновных щелочных пород и карбонатитов на площади Чадобецкого поднятия сопряжена с питающим очагом неглубокого, близповерхностного залегания: по данным сейсморазведки, гравиразведки и аэрофотосъемки, на глубине 4 км под Чадобецким поднятием фиксируется кровля аномального объекта вертикальной мощностью 4 км (Лапин, Пятенко, 1992).

В пределах месторождения скважинами колонкового бурения вскрыты отложения чуктуконской, териновской, брусской и медведковской свит рифея. Абсолютный возраст пород, определенный по глаукониту калий-аргоновым методом, составляет 1290-1250 млн. лет (Ломаев, Сердюк, 2011).



Отложения чуктуконской свиты ( $R_2$   $\check{c}k$ ) слагают сводовую часть брахиантиклинали. Они представлены доломитами и доломитистыми известняками с невыдержанными прослоями и линзами глинистых, алевроито-глинистых и кремнистых сланцев. Доломиты имеют массивную, реже брекчиевидную, неяснослоистую текстуру, мелко- и тонкозернистую структуру, темно-серую, зеленовато-серую окраску. Мощность свиты 450-500 м.

Териновская свита ( $R_3$   $tr$ ) представлена глинистыми, реже алевроито-глинистыми сланцами характерного бледного серовато-зеленого цвета с прослоями серых и доломитистых известняков. Породы свиты в виде полосы (400-700 м) окаймляют и согласно залегают на отложениях чуктуконской свиты. Мощность свиты 180-200 м.

Породы брусской свиты ( $R_3$   $br$ ) образуют полосу шириной 800-900 м, окаймляющую поле распространения териновской свиты, представляют собой толщу ритмичнослоистых алевроито-глинистых с прослоями глинистых сланцев, алевролитов, песчаников и редких линзовидных тел доломитов и сидеритов. Мощность свиты 100-300 м.

Породы медведковской свиты ( $R_3$   $md$ ) окаймляют отложения брусской свиты и выходят на поверхность в северо-восточной и юго-западной частях участка. В составе свиты резко преобладают песчаники, кварцитовидные песчаники светло-серого, серого цвета. Мощность свиты 100-150 м.

Общая мощность охарактеризованных рифейских отложений 830 – 1150 м.

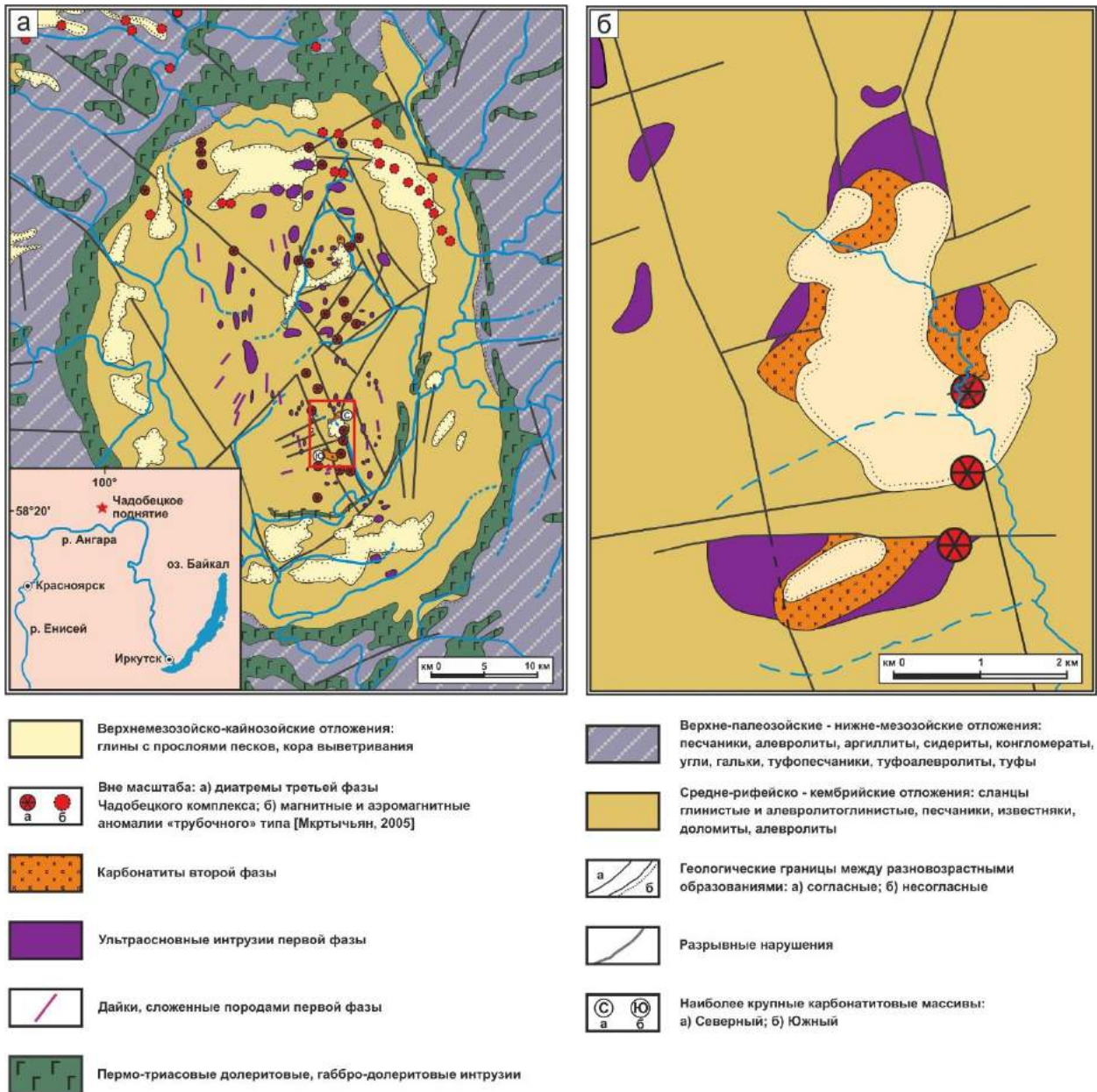


Рисунок 2.3. Геологические схемы Чадобецкого поднятия (а) и Чуктуконского массива (б) по материалам (Кириченко и др., 2012).

В составе чадобецкого магматического комплекса выделяются три фазы внедрения: к первой фазе отнесены породы щелочно-ультраосновного состава, слагающие многочисленные дайки и штокообразные тела в пределах поднятия. В составе данной фазы описывают пикриты и щелочные пикриты, флогопитсодержащие слюдистые перидотиты и мелилитит- и нефелинсодержащие породы (Юркин и др., 1964; Гладышев, 1967; Складов, 1971; Анучин, Лисицын, 1992; Мкрытчан, 2005). Вторая фаза представлена карбонатитами различного состава. В завершающую третью фазу образовались щелочные породы, слагающие трубки взрыва и немногочисленные дайки, относимые исследователями к кимберлитам и кимберлитоподобным брекчиям (Складов, 1971; Анучин, Лисицын, 1992; Кириченко и др., 2012) (рис. 2.1).

Щелочно-ультраосновные породы первой фазы внедрения залегают в виде силлов, даек и мелких массивов разнообразных форм (Лапин, 1987; Анучин, Лисицын, 1992; Ломаев и Кузьмин, 2005; Ломаев и Кузьмин, 2007; Кириченко и др., 2012; Лапин и др., 2016). Чаще всего дайки и жилы щелочно-ультраосновных пород залегают согласно или субсогласно со слоистостью вмещающих пород, слагая субпластовые, лополитообразные тела с небольшими по мощности подводными каналами, реже встречаются секущие тела. Мощность дайковых тел – от первых сантиметров до 120 м, но обычно не превышает первых десятков метров. В центральных частях купольных структур преобладают штокообразные и неправильной формы ультраосновные интрузии, имеющие размеры в современном эрозионном срезе от 50x90 до 1300x1500 м (Юркин и др., 1961; Гладышев, 1967; Складов, 1971; Анучин, Лисицын, 1992; Мкрытчан, 2005). В эндоконтактовых частях интрузий наблюдаются порфировые структуры, по мере удаления от контакта сменяющиеся полнокристаллическими порфировидными и равномернозернистыми структурами, характерными для слюдистых перидотитов.

Карбонатиты образуют штокообразные массивы в ядрах купольных структур (100x150 м и 200x250 м на Териновском выступе и 2,3x1,4 км и 1,9x0,9 км на Чуктуконском выступе), тела неправильной формы, а также штокверки, дайки и жилы, секущие ультраосновные породы первой фазы. Разновидности карбонатитов в основном кальцитовые либо анкерит-кальцитовые, реже доломит-кальцитовые, еще реже отмечаются доломит-сидерит-кальцитовые. Отдельные тела карбонатитов сложены преимущественно той или иной разновидностью по составу и имеют различную металлогенетическую специализацию: тела, сложенные преимущественно кальцитовыми карбонатитами, имеют редкоземельно-ниобиевую специализацию, для существенно доломитовых и доломит-сидерит-кальцитовых характерна преимущественно редкоземельная специализация (Кириченко и др., 2012; Анучин, Лисицын, 1992; Лапин, 1987; Ломаев и Кузьмин, 2007; Ломаев и Кузьмин, 2005; Лапин и др., 2016).

Кимберлиты, либо относимые к ним кимберлитоподобные породы, образуют трубки взрыва (диатремы) и жильные тела. Диатремы имеют размеры 30-700 м и воронко- и трубообразную форму с резкими секущими контактами (Лапин, 2004; Кириченко и др., 2012). Тела расположены вдоль центральной части поднятия с севера на юг, а также группируются в ядрах Териновского и Чуктуконского выступов (Ковригина, 1984; Складов, 1971; Анучин, Лисицын, 1992; Кириченко и др., 2012). Жильные тела кимберлитов установлены в северной части Териновского выступа. Мощность таких тел составляет до первых десятков метров. Их залегание чаще всего согласное с вмещающими породами. Наличие ксенолитов всех разновидностей пород первой и второй фаз в трубках взрыва позволяет отнести их к третьей фазе чадобецкого магматического комплекса (Юркин и др., 1964; Ковригина, 1984; Складов, 1971; Анучин, Лисицын, 1992; Кириченко и др., 2012). По находению в трубках ксенолитов траппов и по данным определения абсолютного возраста цементирующего материала возраст трубок взрыва определен как 220 млн. лет (Дашкевич, 1999). Изотопный возраст, определенный К-Аг методом по флогопиту, составляет  $260 \pm 10$  млн. лет, Рb-Рb методом по циркону – менее или равен 200 млн. лет (Лапин, Пятенко, 1992). В трубках взрыва отмечены находки алмазов, однако они были признаны бесперспективными на поиски промышленных скоплений (Дашкевич, 1999; Кириченко и др., 2012).

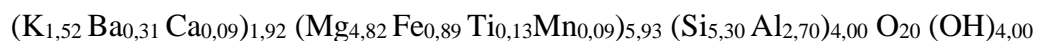
Все магматические породы комплекса в значительной степени были подвергнуты вторичным изменениям, в основном серпентинизации, карбонатизации и лимонитизации, что значительно затрудняет определение не только их первичного минерального состава, но и структурных особенностей. До глубины 1,5–2 м и даже до десятков метров породы первой и третьей фазы нередко разрушены до состояния глины и окрашены в зеленый или желтовато-зеленый цвет. В этой массе встречаются отдельные обломки пород лучшей сохранности, имеющие шарообразную или овальную форму. Глубже наблюдаются более плотные карбонатизированные обломки ультраосновных пород. Определить количество присутствовавшего в исходных породах вулканического стекла весьма затруднительно, так как оно практически всегда превращено в агрегат вторичных минералов, аналогичный образующемуся при замещении оливина, пироксенов и других первичномагматических минералов. Высокая интенсивность вторичных изменений чаще всего не позволяет точно установить также и количественные соотношения породообразующих минералов. В наиболее интенсивно измененных породах даже при микроскопическом изучении очень затруднительно и даже практически невозможно установить их первичный состав и структуру. В связи с этим нередко одни и те же породы различными авторами относились не только к разным видам, но нередко и к различным петрографическим семействам.

## Глава 3. Минералого-петрографическая характеристика пород Чуктуконского массива

### 3.1. Щелочные ультраосновные породы первой фазы

Окраска почти всех петрографических разновидностей наименее измененных пород первой фазы темно-зеленая, зеленовато-серая, зеленовато-бурая, черная с зеленоватым оттенком. Структура порфировидная с тонкозернистой основной массой (рис. 3.1-а): вкрапленники оливина(?) и клинопироксена(?), полностью замещенные серпентином (рис. 3.1-в), погружены в основную массу, представленной в исследованных образцах преимущественно вторичными минералами группы хлорита (табл. 2.2), кальцитом и первичными флогопитом, перовскитом, шпинелью-Cr в магнетитовой оторочке и гроссуляр-андрадитовым гранатом.

Флогопит сильно зонален и имеет переменный флогопит-киношиталитовый состав (табл. 3.1, рис. 3.1 ж, 3.2, 3.3). Минерал содержит небольшое количество  $TiO_2$  (до 1,8 мас.%),  $MnO$  (до 0,9 мас.%), незначительное количество F (ниже пределов обнаружения) и обогащены  $MgO$  (до 22 мас.%) (рис. 3.1). Вариации по Si, Al, K и Ba объясняются схемами замещения  $Ba + Al \leftrightarrow K + Si$ . Ниже приведены примеры формул в расчете на 24 единицы (O, OH, F):



Вхождение бария в структуру слюд возможно при высоких давлениях, и такие слюды типичны для кимберлитов (Mitchell, 1995) и пород карбонатитовых комплексов, например, в нефелинитах острова Фернандо де Оронья в Бразилии (Kogarko et al., 2005), оливинитов Гулинского массива Маймеча-Котуйской провинции в России (Kogarko et al., 2011).

На классификационной диаграмме Митчелла (Mitchell, 1995) составы слюд из основной массы попадают в поле составов, характерных для оранжеитов и лампроитов (рис. 3.4), а также совпадают с составами слюд из щелочных массивов Сибирского кратона (Гулинский, Ыраас, Ессей, щелочные породы Анабара). В то же время, они отличаются от составов слюд из фенокристов и основной массы щелочных ультраосновных пород третьей фазы и занимают промежуточное положение между ними.

Кристаллы шпинели преимущественно окружены оболочкой Ti-магнетита (рис. 3.1 ж) и редко встречаются в виде самостоятельных зерен. Состав минералов в основном соответствует «титаномагнетитовому тренду», типичному для оранжеитов и лампрофиров (Mitchell, 1986; Tarpe et al., 2006): с повышением Fe, Ti и уменьшением Mg, Al и Cr (табл. 3.2, рис. 3.5). Отношение  $Fe_t^{2+}/(Fe_t^{2+}+Mg)$  и  $Ti/(Ti+Al+Cr)$  для шпинелей варьирует от 0,45 до 0,75 и от 0,1 до 0,4 соответственно. Для магнетитов эти отношения варьируют в основном от 0,8 до 1 и от 0,45

до 1, что соответствует областям составов минералов группы шпинели из пород Гулинского массива.

Перовскит формирует октаэдрические кристаллы размером до 50-70 микрон, неравномерно распределенные в основной массе (рис. 3.1 г, д). В составе минерала присутствует SrO (до 1 мас.%) и PЗЭ (до 2 мас.%) (табл. 3.3). Некоторые кристаллы перовскита окружены оболочкой лопарита-Се, характеризующейся повышенными содержаниями PЗЭ, натрия и ниобия (рис. 2.2 д, анализ №2 в табл. 3.3).

Гранат образует кристаллы от 0,01 до 0,5 мм идиоморфной или субидиоморфной формы. Состав отвечает гроссуляр-андрадитовому ряду с примесью  $TiO_2$  до 2-4,7 мас.%, MgO до 2,8 мас.% и  $V_2O_3$  до 0.4 мас.% (табл. 3.4).

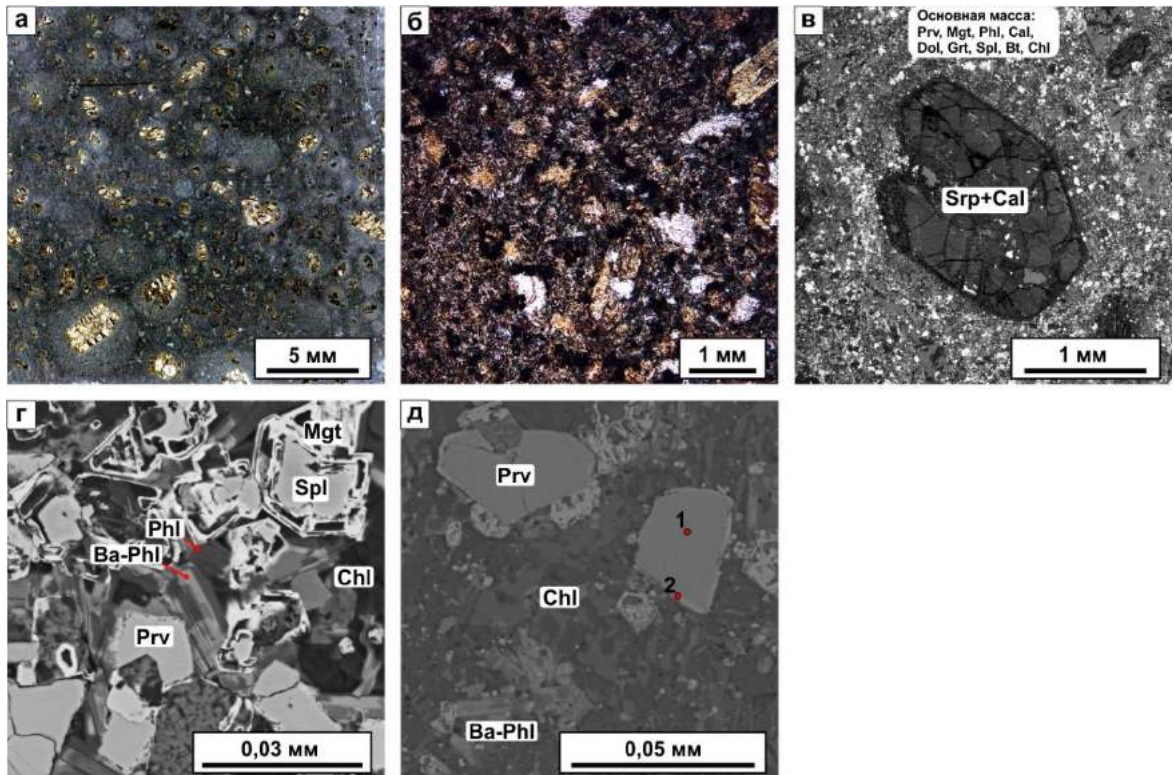


Рисунок 3.1. Щелочная ультраосновная порода первой фазы Чуктуконского массива на фотографиях (а, б) и BSE-изображениях (в, г, д). А – фото аншлифа. Б – фото шлифа (увеличение 4х, николи скрещены). В - фенокристал оливина, замещенный кварц-доломитовым агрегатом, в основной тонкозернистой массе, сложенной перовскитом, магнетитом, флогопитом, кальцитом, доломитом, гранатом, шпинелью, биотитом, хлоритом. Г - хлоритовая основная масса с зональным барий-содержащим флогопитом и кристаллами Sr-шпинели, отороченными магнетитом. Д – перовскит в оболочке лопарита-Се. Точками 1 и 2 показаны места анализов № 1 и 2 в таблице 3.3.

Таблица 3.1. Состав слюд из щелочной ультраосновной породы первой фазы Чуктуконского массива (мас.%, формульные коэффициенты)

|                                |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
|                                | 1      | 2      | 3      | 4      | 5      | 6      | 7      | 8      | 9      | 10     | 11     | 12     | 13     | 14     |
| SiO <sub>2</sub>               | 33,31  | 33,95  | 30,68  | 29,65  | 30,44  | 36,60  | 33,52  | 34,79  | 31,49  | 35,92  | 35,41  | 35,17  | 34,70  | 35,24  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,42   | 0,42   | -      | -      | 1,42   | 1,72   | 8,97   | 0,97   |        | 0,85   | 1,03   | 1,03   | 3,10   | 1,13   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16,23  | 16,68  | 15,17  | 17,74  | 16,82  | 13,45  | 13,09  | 15,93  | 21,45  | 13,87  | 15,32  | 15,36  | 15,10  | 15,66  |
| FeO                            | 11,59  | 11,64  | 3,83   | 4,08   | 4,63   | 6,55   | 6,39   | 6,70   | 8,13   | 7,29   | 7,08   | 6,92   | 7,68   | 7,06   |
| MnO                            | 0,63   | 0,53   | -      | -      | -      | 0,65   | 0,44   | 0,77   | 0,30   | 0,76   | 0,75   | 0,92   | 0,87   | 0,74   |
| MgO                            | 21,03  | 19,22  | 22,88  | 22,30  | 21,99  | 22,47  | 22,32  | 21,41  | 22,88  | 23,66  | 22,12  | 21,66  | 21,39  | 21,47  |
| CaO                            | -      | -      | -      | -      | -      | -      | 1,96   | -      | 0,32   | 0,39   | 0,20   | 0,15   | 1,67   | 0,57   |
| K <sub>2</sub> O               | 7,34   | 9,08   | 4,77   | 4,70   | 5,53   | 8,90   | 6,72   | 7,84   | 4,48   | 6,47   | 6,85   | 6,89   | 7,66   | 7,91   |
| BaO                            | -      | -      | 12,55  | 15,85  | 12,30  | -      | -      | 4,39   | 12,96  | 3,85   | 4,77   | 5,36   | 3,29   | 5,33   |
| F                              | -      | -      | 2,21   | 2,48   | 2,58   | -      | -      | -      | -      | -      | -      | -      | -      | -      |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,37   | -      | -      | -      | -      | -      | -      | -      | -      | -      | -      | -      | -      | -      |
| H <sub>2</sub> O*              | 3,89   | 3,89   | 2,59   | 2,55   | 2,53   | 3,95   | 4,06   | 3,93   | 4,10   | 3,97   | 3,96   | 3,94   | 4,03   | 3,98   |
| O=F                            | 0,00   | 0,00   | 0,93   | 1,04   | 1,09   | 0,00   | 0,00   | 0,00   | 0,00   | 0,00   | 0,00   | 0,00   | 0,00   | 0,00   |
| Сумма                          | 94,81  | 95,41  | 93,75  | 98,30  | 97,16  | 94,29  | 97,47  | 96,73  | 106,11 | 97,03  | 97,49  | 97,40  | 99,49  | 99,09  |
|                                |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| Si                             | 5,137  | 5,236  | 5,058  | 4,778  | 4,861  | 5,562  | 4,948  | 5,312  | 4,608  | 5,424  | 5,356  | 5,353  | 5,166  | 5,305  |
| Aliv                           | 2,863  | 2,764  | 2,942  | 3,222  | 3,139  | 2,409  | 2,277  | 2,688  | 3,392  | 2,468  | 2,644  | 2,647  | 2,650  | 2,695  |
| Alvi                           | 0,088  | 0,268  | 0,005  | 0,147  | 0,028  | -      | -      | 0,178  | 0,308  | -      | 0,088  | 0,108  | -      | 0,083  |
| Ti                             | 0,049  | 0,049  | -      | -      | 0,171  | 0,197  | 0,996  | 0,111  | -      | 0,097  | 0,117  | 0,118  | 0,347  | 0,128  |
| Cr                             | 0,045  | -      | -      | -      | -      | -      | -      | -      | -      | -      | -      | -      | -      | -      |
| Fe                             | 1,495  | 1,501  | 0,528  | 0,550  | 0,618  | 0,832  | 0,789  | 0,856  | 0,995  | 0,921  | 0,896  | 0,881  | 0,956  | 0,889  |
| Mn                             | 0,082  | 0,069  |        |        |        | 0,084  | 0,055  | 0,100  | 0,037  | 0,097  | 0,096  | 0,119  | 0,110  | 0,094  |
| Mg                             | 4,835  | 4,419  | 5,623  | 5,357  | 5,235  | 5,090  | 4,911  | 4,873  | 4,991  | 5,325  | 4,988  | 4,914  | 4,747  | 4,818  |
| Ca                             | -      | -      | -      | -      | -      | -      | 0,310  | -      | 0,050  | 0,063  | 0,032  | 0,024  | 0,266  | 0,092  |
| Na                             | -      | -      | -      | -      | -      | -      | -      | -      | -      | -      | -      | -      | -      | -      |
| K                              | 1,444  | 1,786  | 1,003  | 0,966  | 1,127  | 1,725  | 1,265  | 1,527  | 0,836  | 1,246  | 1,322  | 1,337  | 1,455  | 1,519  |
| Ba                             | -      | -      | 0,811  | 1,001  | 0,770  | -      | -      | 0,263  | 0,743  | 0,228  | 0,283  | 0,320  | 0,192  | 0,314  |
| OH*                            | 4,000  | 4,000  | 2,848  | 2,736  | 2,697  | 4,000  | 4,000  | 4,000  | 4,000  | 4,000  | 4,000  | 4,000  | 4,000  | 4,000  |
| F                              | -      | -      | 1,152  | 1,264  | 1,303  | -      | -      | -      | -      | -      | -      | -      | -      | -      |
| Сумма                          | 32,393 | 32,691 | 32,726 | 33,209 | 33,153 | 32,202 | 31,314 | 32,496 | 32,932 | 31,800 | 32,187 | 32,243 | 32,349 | 32,594 |
| Fe/Fe+Mg                       | 0,236  | 0,254  | 0,086  | 0,093  | 0,106  | 0,141  | 0,138  | 0,149  | 0,166  | 0,147  | 0,152  | 0,152  | 0,168  | 0,156  |

Прочерком обозначены содержания ниже пределов обнаружения.



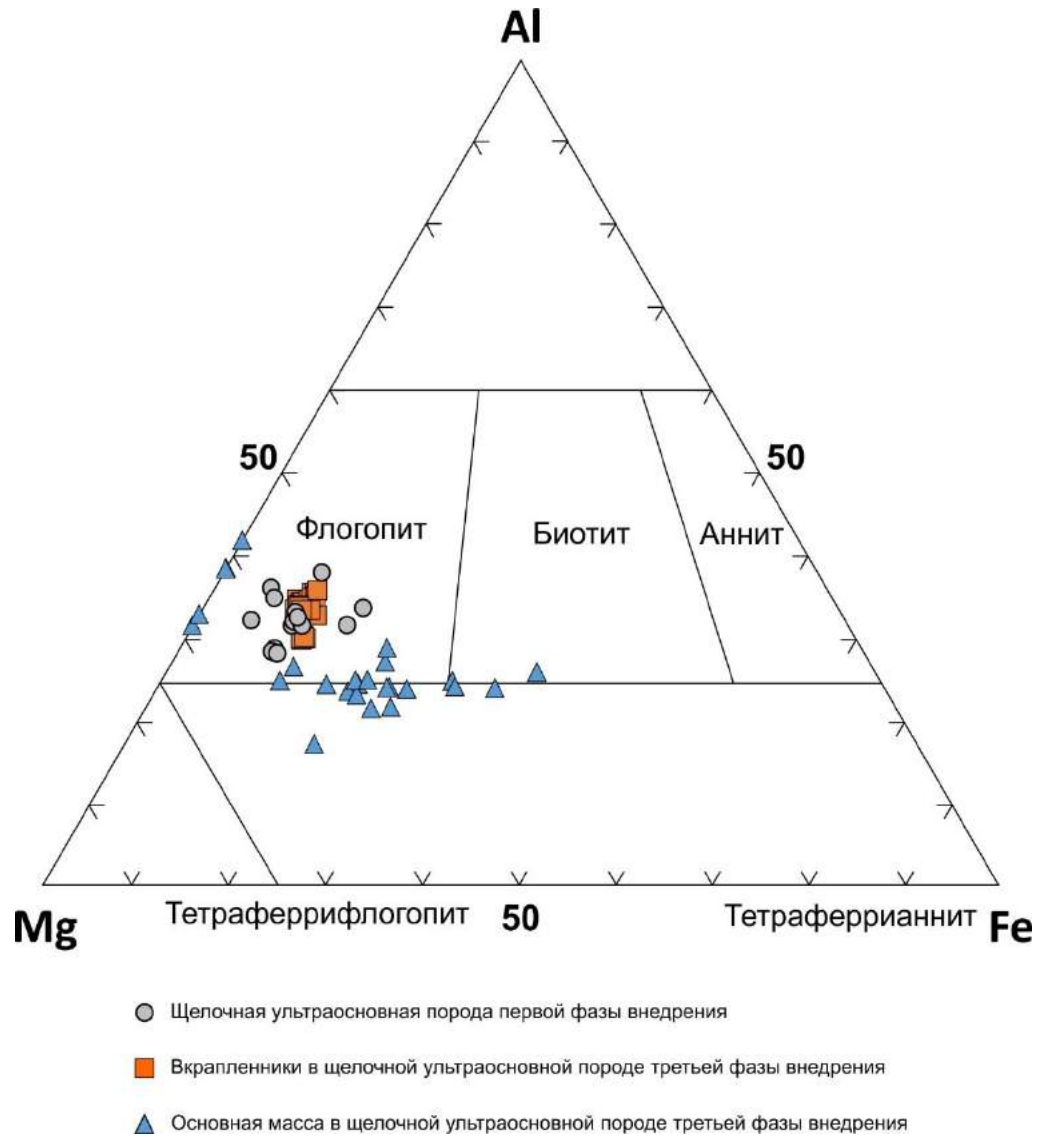


Рисунок 3.2. Вариации состава слюд из щелочных силикатных пород Чуктуконского массива (в атомных формульных единицах).

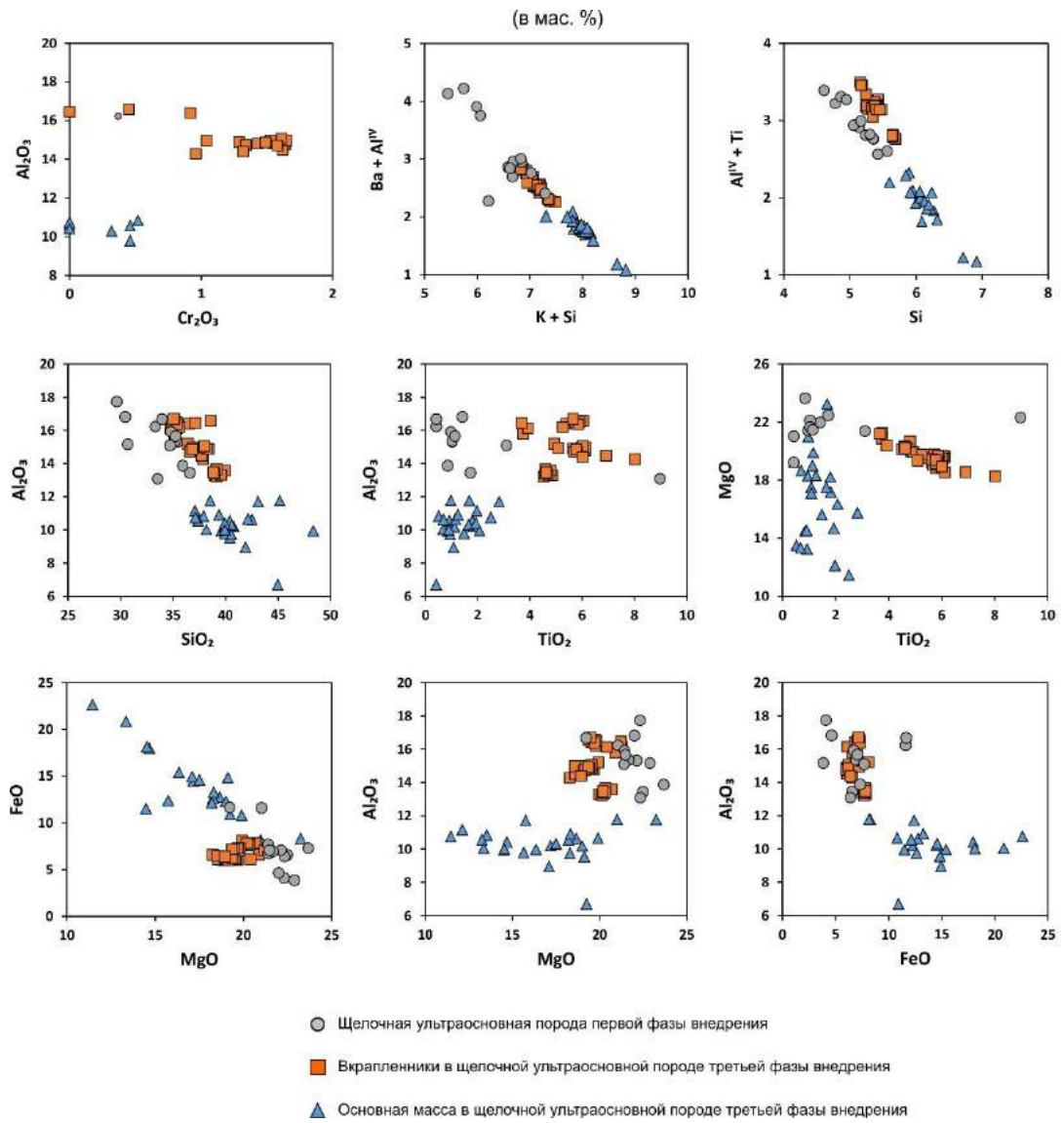


Рисунок 3.3. Вариации состава слюд из из щелочных силикатных пород Чуктуконского массива.

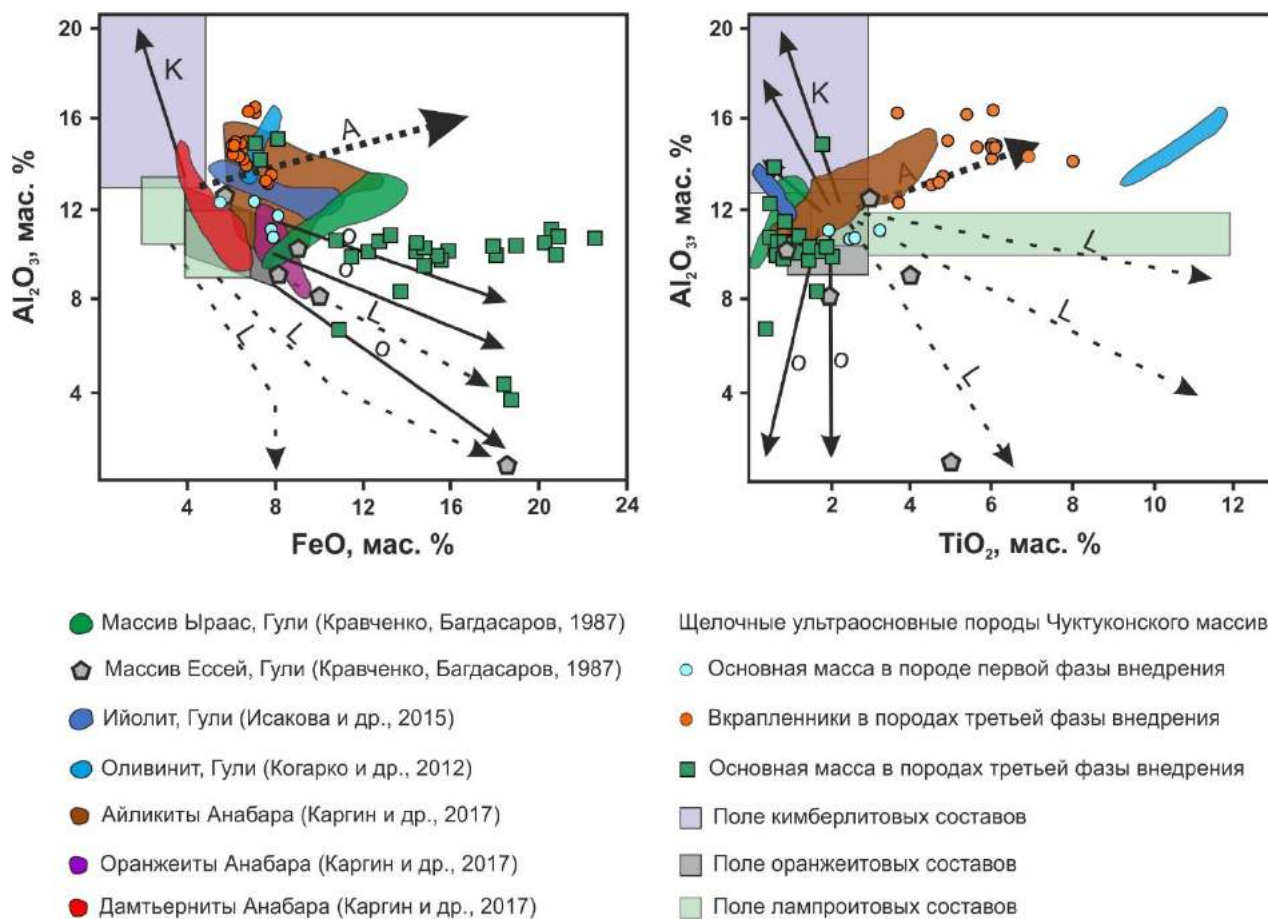


Рисунок 3.4. Составы слюд из щелочных пород Сибирского кратона, нанесенные на классификационную диаграмму Митчелла (Mitchell, 1995). А – айликиты, L – лампроиты, О – оранжеиты, К – кимберлиты.

Таблица 3.2. Состав Ti-оксидов из щелочной ультраосновной породы первой фазы Чуктуконского массива (мас.%)

|                                | Шпинель |       |        |       |       |       |       |       |       |       | Магнетит |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
|--------------------------------|---------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|                                | 1       | 2     | 3      | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     | 9     | 10    | 1        | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     | 9     | 10    |
| TiO <sub>2</sub>               | 4,6     | 4,64  | 4,04   | 4,52  | 3,44  | 4,49  | 3,85  | 3,79  | 3,04  | 3,14  | 14,55    | 13,28 | 12,93 | 12,88 | 11,73 | 11,66 | 10,53 | 9,89  | 9,01  | 8,56  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13,45   | 13,87 | 14,57  | 13,79 | 22,26 | 21,94 | 18,48 | 21,07 | 21,18 | 18,16 | 5,74     | 6,12  | 5,18  | 6,03  | 6,46  | 2,27  | 9,58  | 0,66  | 4,06  | 5,25  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 40,15   | 36,41 | 41,26  | 39,37 | 31,34 | 29    | 35,36 | 32,11 | 35,24 | 38,32 | 0,45     | 2,88  | 4,44  | 3,04  | 6,43  | 2,37  | -     | -     | -     | -     |
| V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | -       | 0,21  | -      | 0,38  | -     | -     | -     | 0,37  | -     | 0,32  | -        | -     | -     | -     | -     | -     | -     | -     | -     | -     |
| FeO                            | 28,42   | 30,73 | 26,8   | 28,35 | 26,44 | 29,59 | 27,06 | 27,13 | 24,79 | 24,78 | 65,59    | 64,65 | 63,94 | 62,86 | 60,4  | 66,49 | 61,12 | 75,72 | 71,65 | 72,75 |
| MnO                            | -       | -     | -      | 0,49  | -     | -     | -     | -     | -     | -     | 0,97     | 1,06  | 1,06  | 1,03  | 0,93  | 0,88  | 0,57  | 1,41  | 0,75  | 0,74  |
| MgO                            | 12,5    | 11,71 | 13,05  | 12,16 | 13,23 | 12,8  | 12,17 | 13,1  | 12,85 | 12,39 | 7,3      | 7,79  | 7,28  | 7,3   | 7,35  | 9,14  | 11,92 | 3,02  | 7,03  | 7,15  |
| CaO                            | 0,22    | 0,55  | -      | -     | 0,35  | 0,29  | 0,5   | 0,21  | 0,6   | 0,48  | -        | -     | -     | -     | -     | -     | -     | -     | -     | -     |
| NiO                            | -       | -     | 0,45   | -     | -     | -     | -     | -     | 0,42  | -     | -        | -     | -     | -     | -     | -     | -     | -     | -     | -     |
| Сумма                          | 99,34   | 98,12 | 100,17 | 99,06 | 97,06 | 98,11 | 97,42 | 97,78 | 98,12 | 97,59 | 94,73    | 96,25 | 95,24 | 93,57 | 93,3  | 94,25 | 94,62 | 91,42 | 93,85 | 95,05 |

Прочерком обозначены содержания ниже пределов обнаружения.

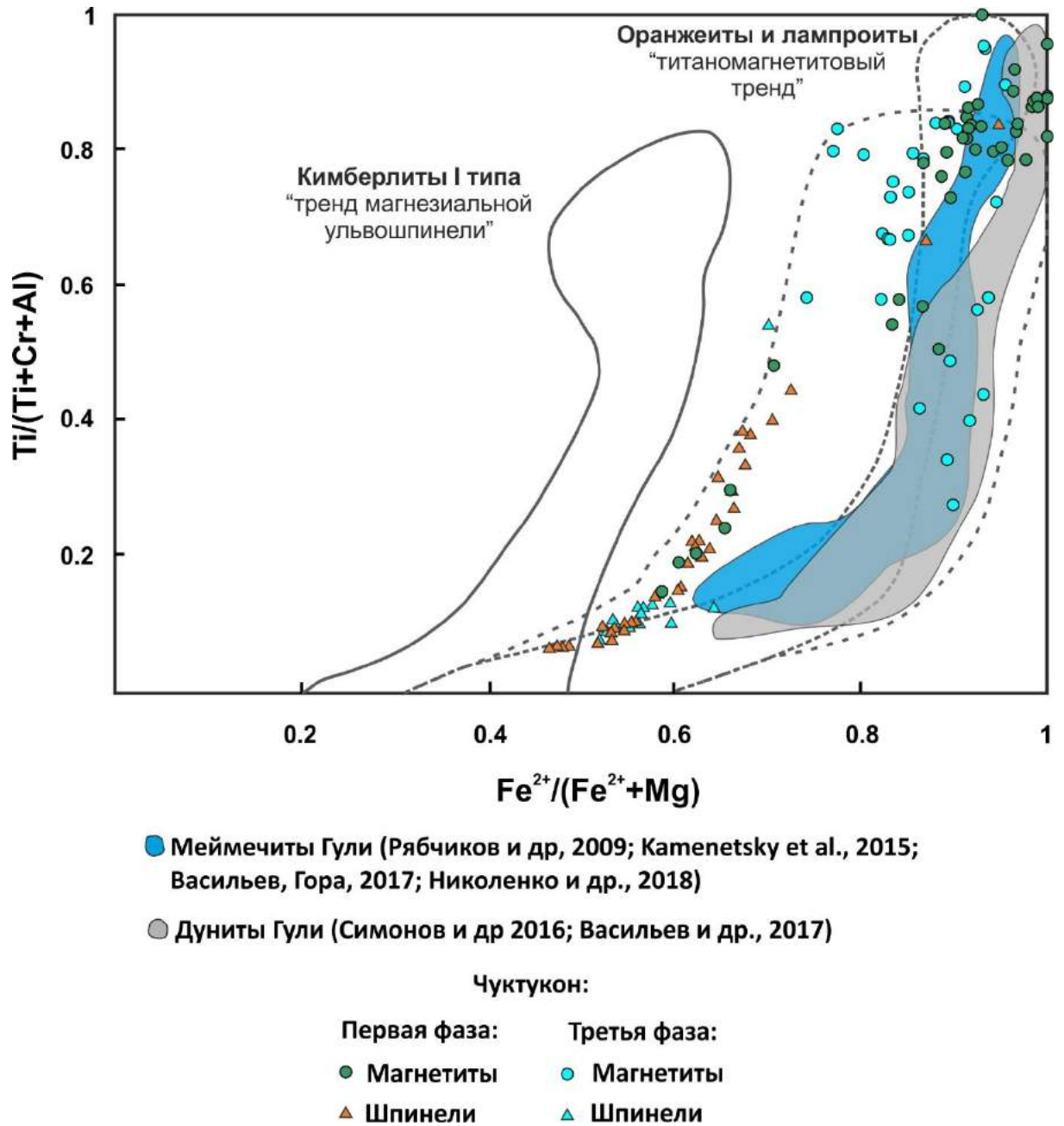


Рисунок 3.5. Атомные отношения  $Ti/(Ti+Cr+Al)$  и  $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$  для минералов группы шпинели из щелочных ультраосновных пород Чуктуконского массива и Маймеча-Котуйской щелочной провинции (Васильев и др., 2017; Симонов и др., 2015; Рябчиков, 2016; Васильев, Гора, неопубликованные данные). Тренды эволюции составов шпинелей по Mitchell (1995).

Таблица 3.3. Состав минералов группы перовскита из щелочной ультраосновной породы первой фазы Чуктуконского массива (мас.%)

|                                | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     | 9     | 10    | 11    | 12    | 13    | 14    | 15    |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| TiO <sub>2</sub>               | 55,45 | 47,97 | 55,53 | 56,06 | 55,46 | 55,80 | 56,70 | 56,21 | 49,64 | 56,18 | 55,43 | 56,26 | 56,08 | 55,00 | 55,55 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,47  | 0,53  | 0,40  |       | 0,43  | 0,40  | 0,42  |       | 0,83  | 0,40  | 0,51  | 0,49  |       | 0,36  | 0,43  |
| FeO                            | 1,54  | 4,14  | 1,45  | 1,51  | 1,52  | 1,69  | 1,52  | 1,35  | 4,05  | 1,54  | 1,84  | 1,38  | 1,67  | 1,47  | 1,75  |
| MnO                            |       |       | 0,35  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| MgO                            |       | 0,80  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| CaO                            | 37,37 | 31,86 | 37,57 | 37,47 | 37,09 | 37,19 | 37,58 | 36,90 | 33,44 | 37,68 | 37,97 | 37,41 | 37,20 | 37,61 | 37,44 |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,43  |       |       |       |       |       |       | 0,38  | 0,74  |       |       | 0,42  |       |       | 0,40  |
| SrO                            |       |       |       |       |       |       |       |       | 0,78  | 0,26  |       |       |       |       |       |
| Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |       | 3,36  | 1,87  | 0,59  | 1,02  | 1,15  | 0,75  | 1,10  | 4,10  | 1,15  | 0,91  | 1,10  |       | 1,22  |       |
| La <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |       | 1,94  | 0,00  | 0,00  | 0,00  | 0,93  | 0,00  |       | 2,92  | 0,00  |       |       |       | 0,80  |       |
| Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |       | 0,83  |       | 0,99  | 0,69  |       | 0,70  |       | 0,99  | 0,77  |       | 0,85  |       |       |       |
| Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> |       | 1,32  |       |       |       |       | 0,36  |       | 1,17  | 0,00  | 0,34  |       |       |       |       |
| Сумма                          | 95,26 | 92,75 | 97,17 | 96,62 | 96,21 | 97,16 | 98,03 | 95,94 | 98,66 | 97,98 | 97,00 | 97,91 | 94,95 | 96,46 | 95,57 |

Таблица 3.4. Состав гранатов из основной массы из щелочной ультраосновной породы первой фазы Чуктуконского массива (мас.%)

|                                | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 29,76 | 29,48 | 29,44 | 31,66 | 29,5  |
| TiO <sub>2</sub>               | 4,72  | 2,52  | 2,82  | 4,07  | 4,75  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17,82 | 18,14 | 18,1  | 6,63  | 7,29  |
| FeO                            | 14,16 | 11,12 | 11,76 | 13,16 | 14,25 |
| MnO                            |       |       |       | 0,35  |       |
| MgO                            | 0,99  | 0,6   | 0,58  | 2,17  | 2,8   |
| CaO                            | 34,32 | 35,48 | 35,23 | 33,4  | 31,99 |
| V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  |       |       | 0,26  | 0,43  |       |
| Сумма                          | 90,91 | 90,83 | 90,62 | 91,87 | 90,59 |

### 3.2. Карбонатиты

Карбонатиты представляют собой мелко- и среднезернистые кальцитовые разновидности белого и коричневого цветов разных оттенков с массивной, пятнистой, реже полосчатой текстурой. Основным минералом в них является кальцит, второстепенными и аксессуарными – доломит, фторкальциопирохлор, Nb-брукит, пирит, риппит, калиевый полевой шпат, тайниолит, олекминскит, фторapatит, флюорит, анкилит-(Ce), дациншанит-(Ce) (табл. 3.5). Карбонатиты характеризуются гидротермальными изменениями от слабых до весьма интенсивных, приведших к образованию кварца, барита, гётита, псиломелана (романешит±голландит), паризита-(Ce), синхизита-(Ce), монацита-(Ce), франколита (карбонатфторapatит), эгирина, флоренсита-(Ce) и Ba-Sr-гидропирохлора (Чеботарев и др., 2016; Шарыгин и др., 2016; Doroshkevich et al., 2016; Sharygin et al., 2016 а, б; Sharygin, 2017; Sharygin, Doroshkevich, 2017; Chebotarev et al., 2017; Doroshkevich et al., 2019).

В качестве одиночных кристаллитов, полиминеральных сростков и дочерних фаз включений в кальците и фторapatите были выявлены бурбанкит  $(\text{Na,Ca})_3(\text{Sr,Ba,Ce})_3(\text{CO}_3)_5$ , стронцианит, голландит, барит, дациншанит-(Ce)  $(\text{Sr,Ca,Ba})_3(\text{Ce,La})(\text{CO}_3)_{3-x}(\text{PO}_4)(\text{OH,F})_2$ , феррохагендорфит (группа аллюодита)  $(\text{Na,Ca})_2(\text{Fe}^{2+},\text{Mn}^{2+})(\text{Fe}^{2+},\text{Fe}^{3+})_2(\text{PO}_4)_3$  и другие трудноиндентифицируемые фосфаты, обогащенные Na, LREE, Ba, Sr и Fe (Шарыгин и др., 2016).

Кальцит слагает до 70-80% массы пород, образуя зерна 1-5 мм. В составе минерала встречаются примеси FeO и MnO до 0,5 мас.% (табл. 3.6). Во включениях в кальците была обнаружена ассоциация дациншанит-(Ce) + бурбанкит + стронцианит + барит (Шарыгин и др., 2016). Преобладающей фазой является дациншанит-(Ce)  $(\text{Sr,Ca,Ba})_3(\text{Ce,La})(\text{CO}_3)_{3-x}(\text{PO}_4)(\text{OH,F})_{2x}$ , имеющий повышенные содержания  $\text{Pr}_2\text{O}_3$  (1,0-1,7 мас.%),  $\text{Nd}_2\text{O}_3$  (3,7-4,4 мас.%),  $\text{P}_2\text{O}_5$  9,9-10,8 (мас.%). Бурбанкит  $(\text{Na,Ca})_3(\text{Sr,Ba,Ce})_3(\text{CO}_3)_5$  содержит малые количества BaO (0,4-0,7 мас.%): Na<sub>2</sub>O 12,1-13,7, CaO 4,1-5,0, SrO 22,6-26,7, BaO 0,4-0,7, La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 4,9-6,5, Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 11,2-15,1, Pr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,0-1,8, Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 4,7-5,5. Стронцианит не содержит BaO, а барит не содержит SrO, при этом обе фазы слегка обогащены CaO (1,0-4,4 мас.%).

В гидротермально измененных разновидностях карбонатитов по трещинам и пустотам в кальците развиваются прожилки гидротермального кварца с волокнистыми агрегатами фторкарбонатов редких земель (паризита-(Ce), синхизита-(Ce)), монацитом-(Ce), гетитом, смесью гидрооксидов марганца и баритом. Во включениях в кальците встречаются обильная вкрапленность мелкого (<0,01 мм) олекминскита, редкие включения феррохагендорфита и труднодиагностируемого Na-Ca-Fe-Mn-фосфата.

Фторapatит характеризуется примесью  $\text{SiO}_2$  до 0,5 мас.% и  $\text{SrO}$  до 2,3 мас.%. В его зернах были обнаружены многочисленные сосуществующие включения: флюидные, газовой-жидкие и кристаллические. Флюидные и газовой-жидкие включения распределены хаотично, что может свидетельствовать об их вторичном происхождении по отношению к минералу-хозяину. В числе кристаллических включений были выявлены Nb-брукит, разнообразные фосфаты и карбонаты, барит, стронцианит и голландит. Следует отметить, что все трещины в зерных фторapatита залечены франколитом, обогащенном  $\text{SrO}$  до 7,2 мас.%,  $\text{BaO}$  до 1,3 мас.%,  $\text{Na}_2\text{O}$  до 2 вес% и  $\text{FeO}$  до 1,2 мас.%. Наиболее распространенной фазой включений является бурбанкит  $(\text{Na,Ca})_3(\text{Sr,Ba,Ce})_3(\text{CO}_3)_5$ . Его состав может существенно варьировать в пределах одного зерна (мас.%):  $\text{Na}_2\text{O}$  от 7,3 до 9,4 (иногда до 19,7-21,9),  $\text{CaO}$  от 10,6 до 12,2,  $\text{SrO}$  от 25,5 до 28,5,  $\text{BaO}$  от 8,2 до 11,2;  $\text{La}_2\text{O}_3$  до 2,9;  $\text{Ce}_2\text{O}_3$  от 3,6 до 4,5,  $\text{Pr}_2\text{O}_3$  0,5;  $\text{Nd}_2\text{O}_3$  до 0,9 (Шарыгин и др., 2016).

Изучение микровключений в минералах, а также минералогия самих карбонатитов указывают на редкоземельную специфику поздних этапов их формирования: появление этих обогащенных Na, Sr, Ba и РЗЭ карбонатов и фосфатов, скорее всего, связано с одним из этапов постмагматического воздействия на карбонатиты Чуктуконского массива, а именно с этапом формирования РЗЭ-фторкарбонатов и монацита-(Ce), что является характерным для многих карбонатитовых и щелочно-ультраосновных карбонатитовых интрузий.

Тайниолит образует агрегаты чешуек в ассоциации с монацитом и пироксеном во включениях в кальците (рис. 3.6 б, в). Минерал характеризуется примесью  $\text{CaO}$  от 0,2 до 1,8 мас.%,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{TiO}_2$  до 0,2 мас.%.

Минералы группы пироксена являются главным концентратором ниобия в карбонатитах, образуют октаэдрические светло-коричневые, коричневые до черных кристаллы размером 0,2-1 мм. В ослабленных зонах гидротермально-измененных карбонатитов они образуют кристаллические агрегаты (рис. 3.7 а, б). Минерал содержит включения кальцита, стронцианита, фторapatита и барита (рис. 3.7 а) (Чеботарев и др., 2016). Кристаллы имеют два типа зональности: первичную осцилляционную в наиболее свежих разновидностях карбонатитов и пятнистую в гидротермально-измененных, имеющую яркие светлые оттенки на BSE-изображениях (рис. 3.7, 3.8). Пятнистая зональность может сочетаться вместе с осцилляционной в одном кристалле. Кристаллы, контактирующие с гидротермальным кварцем, имеют кайму изменения (рис. 3.7 в). Пироксен с пятнистой зональностью распространен в гидротермально измененных карбонатитах. Зоны с пятнистой зональностью сопряжены с внешними частями кристаллов и вдоль границ ослабленных зон и включений (рис. 3.7 в, г, д, е).



Главным катионом на позиции В во всех проанализированных кристаллах является ниобий, что соответствует составу группы пирохлора (Atencio et al., 2010; Hogarth, 1977) с вариациями на позициях А и Y (табл. 3.9, 3.10; рис. 3.8, 3.9, 3.10).

Кристаллы с осцилляционной зональностью характеризуются колебаниями по содержанию  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  (от 59 до 67 мас.%),  $\text{TiO}_2$  (от 2,8 до 5 мас.%),  $\text{SiO}_2$  (до 3,3 мас.%),  $\text{CaO}$  (от 15,9 до 17,7 мас.%),  $\text{Na}_2\text{O}$  (от 7 до 8,2 мас.%) и F (от 4,5 до 5,1 мас.%) (табл. 3.9, 3.10; рис. 3.7, 3.8, 3.9). Состав позволяет классифицировать эту разновидность как фторкальциопирохлор (Atencio et al., 2010) или пирохлор (Hogarth, 1977). Постоянство вариаций ниобия, титана и других элементов свидетельствует о том, что колебательная зональность пирохлора связана с ритмическими изменениями химии минералообразующей среды при образовании пирохлора.

Области с пятнистой зональностью отличаются по составу по сравнению с осцилляционно-зональными кристаллами. Они содержат повышенное количество SrO (до 11,4 мас.%), BaO (до 4,6 мас.%), PbO (до 4,2 мас.%) и легких РЗЭ (до 0,5 мас.%) по сравнению с осцилляционно-зональными кристаллами (табл. 3.9, 3.10; рис. 3.7 в-е, ж, 3.8, 3.10). Содержание  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  выше (до 71 мас.%),  $\text{SiO}_2$  и  $\text{TiO}_2$  ниже (до 2,5 мас.%). Количество CaO (от 5,6 до 14 мас.%), F (до 2 мас.%) и  $\text{Na}_2\text{O}$  (до 2,5 мас.%) ниже, чем в более темных (в изображениях BSE) и осцилляционно-зональными областями. Как правило, состав пятнисто-зональных пирохлоров попадает в подгруппы кальцио-, стронцио- и кенопирохлоров (Atencio et al., 2010). Согласно Hogarth (1977), минералы следует классифицировать как пирохлор и, в зависимости от преобладающего компонента, Sr-, Ba- или Pb-пирохлор.

Все типы пирохлоров показывают схожие друг другу хондрит-нормализованные редкоземельные спектры с сильным преобладанием лёгких РЗЭ (отношение La/Lu 160-770, табл. 2.9, рис. 3.11). Содержание РЗЭ в пирохлорах с пятнистой зональностью выше, чем в пирохлорах с осцилляционной зональностью. На спектрах гидротермально измененных пирохлоров наблюдается слегка положительная аномалия Ce ( $\text{Ce} / \text{Ce}^* = 1,05-1,31$ ), что связано с окислением  $\text{Ce}^{3+}$  до  $\text{Ce}^{4+}$  из-за изменений  $f_{\text{O}_2}$ , вызванное флуктуациями уровня грунтовых вод (Mariano, 1989 а, б; Willet et al., 1989; Möller, 2000; Nasraoui, Bilal, 2000).

Риппит является вторым по концентрации ниобия минералом. Это новый минерал, открытый в ходе данного исследования (Doroshkevich et al., 2016). В исследованных образцах он встречается как первичный минерал в некоторых гидротермально измененных карбонатитах (Doroshkevich et al., 2016; Sharigyn et al., 2016). Минерал образует бесцветные

призматические кристаллы размером до 0,5-2 мм (рис. 3.12 а). В них встречаются включения пирохлора (с составом, близким к осцилляционно-зональным кристаллам пирохлора), кальцита и включения вторичных барита и кварца (рис. 3.12 б, в). На контакте с гидротермальным кварцем характер поверхности кристаллов становится резорбционным, наблюдаются структуры растворения минерала в гидротермальном кварце.

По своей структуре риппит относится к кольцевым силикатам (рис. 3.12 д) с  $(\text{Si}_4\text{O}_{12})$  8-4-членными одиночными кольцами с упрощенной формулой  $\text{K}_2(\text{Nb,Ti})_2(\text{Si}_4\text{O}_{12})\text{O}(\text{O,F})$  (Doroshkevich et al., 2016; Sharigyn et al., 2016). Большинство кристаллов являются не зональными или слабо-зональными по содержанию Si и Nb и имеют в своем химическом составе небольшое количество  $\text{TiO}_2$  (до 0,7 мас.%) (табл. 3.11). Изредка кристаллы имеют узкую каемку с повышенным содержанием Ti (до 4,4 мас.%  $\text{TiO}_2$ ). Содержания рассеянных элементов не превышают 220 ppm.

Рутил(?) в карбонатитах (рис. 3.13 а) характеризуется небольшими примесями  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  (до 1 мас.%) и FeO (до 1,5 мас.%).

Брукит обнаружен в кварцевых прожилках в гидротермально-измененных разновидностях карбонатитов. Он образует кристаллы размером до десятых долей мм и кристаллические агрегаты (рис. 3.13). Кристаллы имеют осцилляционную и секториальную зональность типа «песочные часы» по содержанию  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  и FeO:  $3\text{Ti}^{4+} \leftrightarrow \text{Fe}^{2+} + 2\text{Nb}^{5+}$ . Грани кристаллов корродированы, в некоторых случаях до полной потери огранки, прикраевые области содержат повышенные содержания  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  до 17 мас.% (табл. 3.12, рис. 3.13).

По отношению суммы ниобия, хрома и тантала к титану можно определить принадлежность полиморфных модификаций окислов титана к различным генетическим типам пород. Брукиты из карбонатитов Чуктуконского массива попадают в поле кимберлитов (рис. 3.14), хотя, как правило, полиморфные модификации окислов титана из карбонатитов располагаются в поле щелочных пород (Haggerty, 1991).

В гидротермально измененных карбонатитах отмечаются безниобиевая и ниобий-содержащая разновидности гетита. Минерал образует псевдоморфозы по некоторым недиагностируемым первичным минералам и пириту, массивные мелкозернистые полосчатые агрегаты в гидротермально измененных карбонатитах и в коре выветривания (рис. 3.15). В гидротермально измененных карбонатитах минерал встречается в прожилках с кварцем, псиломеланом, баритом и Ca-REE-фторкарбонатами. В коре выветривания минерал ассоциирует с каолинитом и монацитом.

Nb-содержащий гетит из гидротермально измененных карбонатитов содержит до 2,2 мас.% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,9 в среднем) и отличается более высоким содержанием SiO<sub>2</sub> (до 6,6 мас.%), ZnO (до 1,2 мас.%) и V<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 1,3 мас.%). Гетит, полностью замещающий первичные минералы в гидротермально измененных карбонатитах, обычно имеет более высокое содержание FeO (в среднем 76,8 мас.%). Примеси Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>, Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ниже предела обнаружения (табл. 3.13).

Таблица 3.5. Минеральный состав карбонатитов Чуктуконского массива и коры выветривания по ним.

| Минерал                     | Карбонатиты          | Гидротермально измененные карбонатиты | Кора выветривания    |
|-----------------------------|----------------------|---------------------------------------|----------------------|
| Кальцит                     | ████████████████████ | ████████████████████                  | ---                  |
| Доломит                     | ████████████████████ | -----                                 |                      |
| Олекминскит*                | ████████████████████ |                                       |                      |
| Пирохлор                    | ████████████████████ | ████████████████████                  | -----                |
| Брукит                      |                      | ████████████████████                  | -----                |
| Риппит*                     | ████████████████████ | -----                                 |                      |
| Фторapatит                  | ████████████████████ | --                                    |                      |
| Пирит                       | ████████████████████ |                                       |                      |
| Тайниолит*                  | ████████████████████ | ████████████████████                  |                      |
| Се-анкилит*                 | ████████████████████ | ████████████████████                  |                      |
| Калиевый полевой шпат*      | ████████████████████ | ████████████████████                  |                      |
| Кварц-1                     | ████████████████████ | ████████████████████                  |                      |
| Барит                       |                      | ████████████████████                  | -----                |
| Гётит                       |                      | ████████████████████                  | ████████████████████ |
| Псиломелан                  |                      | ████████████████████                  | ████████████████████ |
| Кварц-2                     |                      | ████████████████████                  | ████████████████████ |
| Бурбанкит*                  |                      | ████████████████████                  |                      |
| Стронцианит                 |                      | ████████████████████                  |                      |
| Дациншанит*                 |                      | ████████████████████                  |                      |
| Ферроагердонфит*            |                      | ████████████████████                  |                      |
| Na-REE-Va-Sr-Ca-Fe-фосфаты* |                      | ████████████████████                  |                      |
| Паризит-(Ce)*               |                      | ████████████████████                  | ---                  |
| Синхизит-(Ce)*              |                      | ████████████████████                  | ---                  |
| Монацит-(Ce)*               |                      | ████████████████████                  | ████████████████████ |
| Карбонатфторapatит          |                      | ████████████████████                  | ---                  |
| Эгирин                      |                      | ████████████████████                  |                      |
| Флоренсит-(Ce)              |                      |                                       | ████████████████████ |
| Каолинит                    |                      |                                       | ████████████████████ |
| Черчит-(Y)                  |                      |                                       | ████████████████████ |
| Циркон                      | -----                | -----                                 |                      |

\* - минералы, описанные впервые. Также в таблице использованы данные Цыкиной (2004), Sharygin и др. (2016 a, b) и Chebotarev и др. (2017).

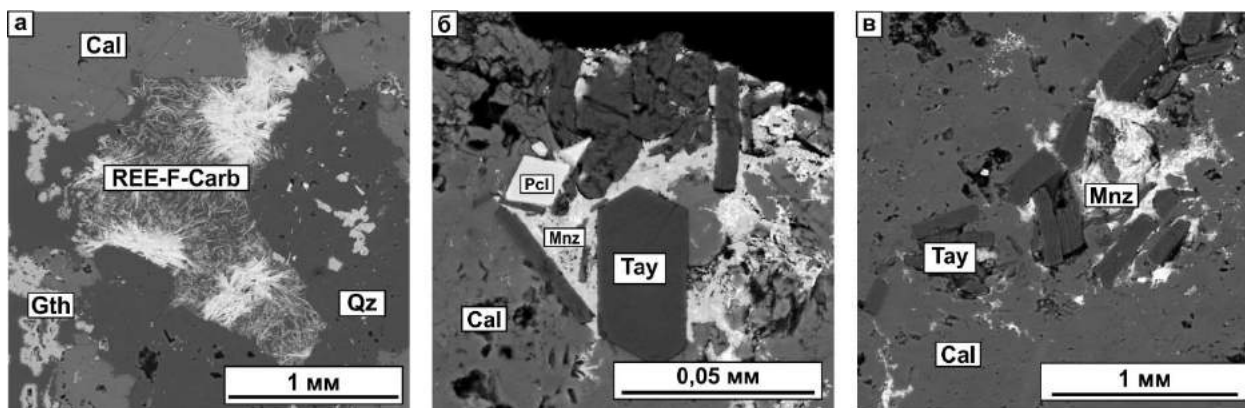


Рисунок 3.6. а – Прожилоч гидротермального кварца с фторкарбонатами редких земель и гетитом в кальците. б, в – Включения кристаллических агрегатов тайниолита и монацита в кальците.

Таблица 3.6. Представительные анализы кальцита из карбонатитов Чуктуконского массива (мас.%)

|       | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| CaO   | 52,82 | 53,48 | 53,28 | 51,5  | 53    | 53,94 | 54,02 | 52,65 |
| MnO   | 0,44  |       | 0,34  | 0,56  |       |       | 0,39  | 0,49  |
| FeO   |       |       |       |       | 0,37  |       |       | 0,26  |
| Сумма | 53,26 | 53,48 | 53,62 | 52,06 | 53,37 | 53,94 | 54,41 | 53,4  |

Таблица 3.7. Представительные анализы тайниолита из карбонатитов Чуктуконского массива (мас.%)

|                   | 1      | 2     | 3     | 4     | 5     |
|-------------------|--------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>  | 59,67  | 58,17 | 59,15 | 59,75 | 58,62 |
| TiO <sub>2</sub>  |        | 0,15  |       |       |       |
| CaO               | 0,27   | 0,39  | 0,27  | 0,24  | 1,79  |
| FeO               | 0,98   | 1,18  | 0,67  | 1,04  | 0,53  |
| MgO               | 19,34  | 18,59 | 19,12 | 19,35 | 19,24 |
| F                 | 9,45   | 8,49  | 9,24  | 9,17  | 8,74  |
| Na <sub>2</sub> O |        |       |       |       | 0,2   |
| K <sub>2</sub> O  | 10,96  | 11,4  | 11,19 | 11,35 | 10,7  |
| Сумма             | 100,66 | 98,37 | 99,64 | 100,9 | 99,81 |

Таблица 3.8. Диапазоны составов бурбанкита из включений в кальците и во фторапатите из карбонатитов Чуктуконского массива.

|                                | В кальците |      | Во фторапатите |      |
|--------------------------------|------------|------|----------------|------|
|                                | Мин        | Макс | Мин            | Макс |
| Na <sub>2</sub> O              | 12,1       | 13,7 | 7,3            | 9,4  |
| CaO                            | 4,1        | 5    | 10,6           | 12,2 |
| SrO                            | 22,6       | 26,7 | 25,5           | 28,5 |
| BaO                            | 0,4        | 0,7  | 8,2            | 11,2 |
| La <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,9        | 6,5  | -              | 2,9  |
| Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11,2       | 15,1 | 3,6            | 4,5  |
| Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1          | 1,8  | -              | 0,5  |
| Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,7        | 5,5  | -              | 0,9  |

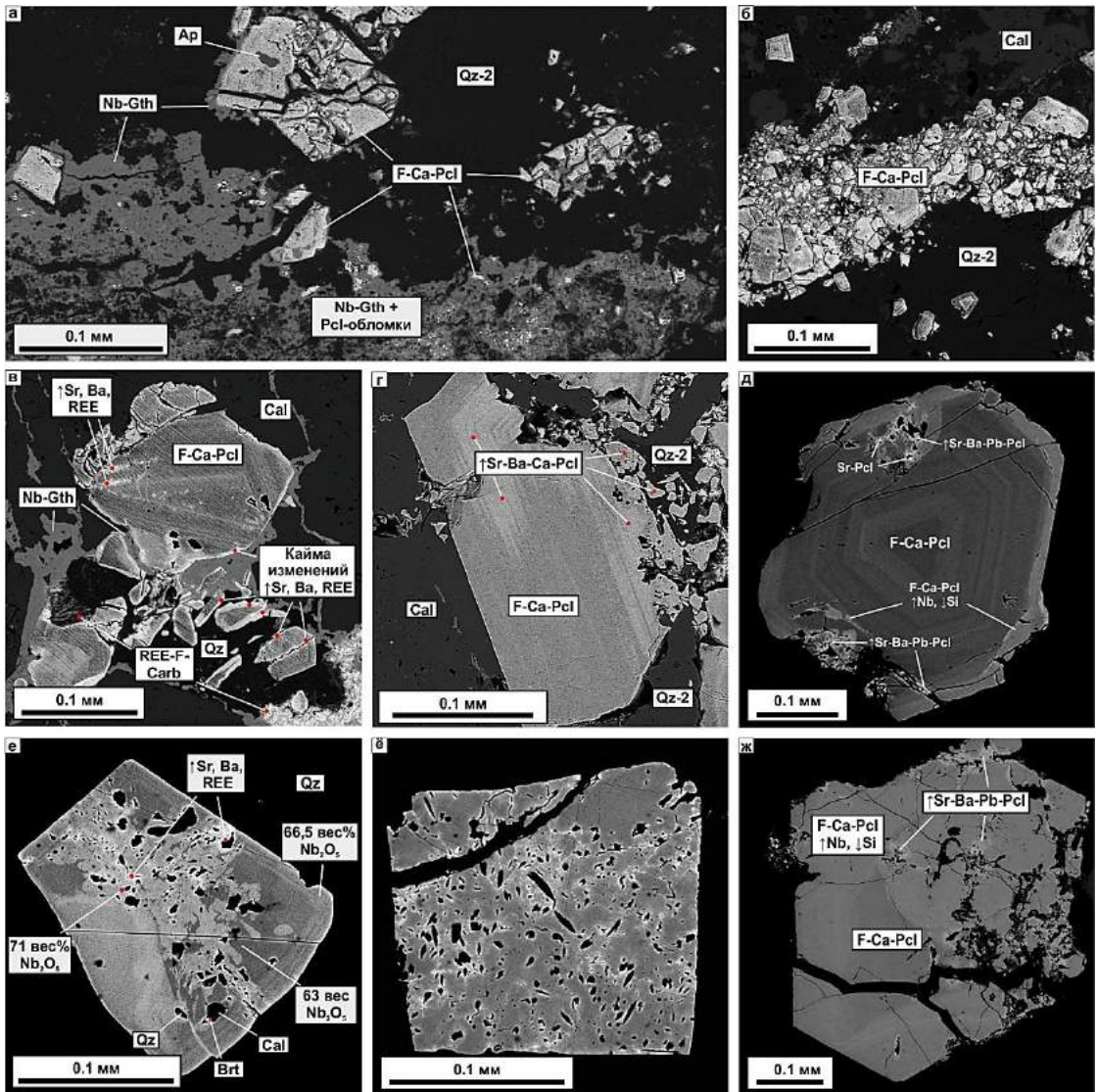


Рисунок 3.7. Изображения в отраженных электронах (BSE) минералов группы пироксера из карбонатитов Чуктуконского массива. А, б – агрегаты фрагментов раздробленных пироксеров (Pcl) в гидротермально-измененных карбонатитах; в - части кристаллов пироксера на контакте с гидротермальным кварцем (Qz-2) имеют кайму изменения и неоднородную зональность (светлые оттенки), в отличие от участков, контактирующих с кальцитом (Cal); г – часть кристалла пироксера, контактирующая с гидротермальным кварцем, проявляет текстуры дробления и растворения, в то время как часть, контактирующая с кальцитом ровная и ограниченная; д, е, ё, ж - сильно измененные кристаллы пироксера в гидротермально-измененных частях карбонатитов.

Таблица 3.9. Представительные анализы состава пирохлора в карбонатитах Чуктуконского массива (мас.%, формульные коэффициенты)

|   | Магматический пирохлор |        |       |       |       |        | Измененный пирохлор |       |       |                    |       |                 |       |
|---|------------------------|--------|-------|-------|-------|--------|---------------------|-------|-------|--------------------|-------|-----------------|-------|
|   | Фторкальциопирохлор    |        |       |       |       |        | Стронциопирохлор    |       |       | Sr-кальциопирохлор |       | Кальциопирохлор |       |
|   | 1                      | 2      | 3     | 4     | 5     | 6      | 7                   | 8     | 9     | 10                 | 11    | 12              | 13    |
| Na <sub>2</sub> O   | 7,43                   | 6,94   | 6,97  | 6,66  | 6,83  | 6,66   | 0,69                | 0,86  | 0,77  | 1,11               | 0,98  | 2,02            | 1,62  |
| CaO   | 16,03                  | 16,45  | 16,35 | 17,43 | 16,33 | 17,43  | 4,89                | 5,05  | 3,26  | 6,78               | 5,57  | 15,51           | 10,56 |
| SrO   | 0,84                   | 0,90   | 0,84  | 0,67  | 1,02  | 0,65   | 11,46               | 10,57 | 11,44 | 9,67               | 9,00  | 2,01            | 6,27  |
| BaO   | -                      | -      | -     | -     | -     | -      | 2,65                | 2,63  | 1,36  | 2,39               | 4,59  | 0,02            | 1,34  |
| PbO   | -                      | -      | -     | -     | -     | -      | -                   | -     | 1,47  | -                  | 4,16  | -               | -     |
| La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                            | 0,04                   | 0,03   | 0,05  | 0,07  | 0,01  | 0,08   | 0,37                | 0,28  | 0,48  | 0,25               | -     | 0,17            | 0,18  |
| Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                            | 0,06                   | 0,10   | 0,13  | 0,16  | 0,07  | 0,27   | 0,09                | 0,15  | 1,27  | 0,12               | -     | 0,07            | 0,13  |
| Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                            | 0,05                   | 0,05   | 0,03  | 0,03  | 0,02  | 0,07   | -                   | 0,02  | 0,03  | -                  | -     | 0,04            | 0,03  |
| Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                            | 0,03                   | -      | 0,02  | -     | -     | 0,03   | 0,07                | 0,04  | 0,09  | 0,08               | -     | 0,01            | 0,02  |
| ThO <sub>2</sub>  | -                      | -      | 0,03  | 0,07  | 0,01  | 0,22   | -                   | 0,03  | 0,14  | 0,03               | -     | -               | 0,02  |
| UO <sub>2</sub>   | 0,14                   | 0,08   | 0,06  | 0,04  | 0,02  | 0,01   | 0,16                | 0,21  | 0,87  | 0,14               | -     | 0,30            | 0,16  |
| SiO <sub>2</sub>  | 3,15                   | 1,55   | 2,02  | 0,02  | 0,01  | -      | 2,97                | 3,33  | 1,65  | 3,14               | 1,97  | 0,12            | 3,30  |
| TiO <sub>2</sub>  | 3,04                   | 2,57   | 2,60  | 3,59  | 3,28  | 4,41   | 3,03                | 3,15  | 3,56  | 3,21               | 6,69  | 2,89            | 3,23  |
| ZrO <sub>2</sub>  | 2,01                   | 1,67   | 1,97  | 0,19  | 0,04  | 0,57   | 1,98                | 1,89  | 0,09  | 2,01               | -     | 0,12            | 1,92  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                            | 1,31                   | 0,82   | 0,97  | 1,00  | 0,07  | 0,28   | 1,12                | 1,34  | 3,61  | 1,20               | 1,15  | 0,79            | 1,31  |
| Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>                            | 61,17                  | 63,62  | 62,90 | 64,57 | 67,26 | 64,47  | 60,06               | 60,10 | 57,99 | 61,36              | 54,38 | 69,93           | 60,85 |
| Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>                            | -                      | 0,10   | 0,07  | 0,02  | 0,05  | 0,09   | -                   | 0,07  | 0,25  | 0,06               | -     | 0,10            | 0,09  |
| F   | 4,73                   | 5,04   | 4,81  | 5,28  | 4,82  | 4,81   | 1,44                | 1,47  | 2,82  | 1,82               | 1,65  | 1,82            | 1,95  |
| K <sub>2</sub> O  | 0,17                   | 0,10   | 0,12  | 0,02  | 0,05  | 0,04   | 0,07                | 0,12  | 0,27  | 0,11               | 0,42  | 0,04            | 0,16  |
| Сумма   | 100,18                 | 100,01 | 99,94 | 99,82 | 99,88 | 100,07 | 91,05               | 91,31 | 91,42 | 93,47              | 90,56 | 95,96           | 93,13 |
| <i>Формула на основании 2 катионов в позиции В, а.ф.е</i> |                        |        |       |       |       |        |                     |       |       |                    |       |                 |       |
| Na  | 0,822                  | 0,798  | 0,792 | 0,788 | 0,803 | 0,783  | 0,078               | 0,096 | 0,089 | 0,122              | 0,114 | 0,226           | 0,179 |
| Ca  | 0,980                  | 1,046  | 1,027 | 1,140 | 1,061 | 1,133  | 0,306               | 0,311 | 0,209 | 0,413              | 0,358 | 0,961           | 0,643 |
| Sr  | 0,028                  | 0,031  | 0,029 | 0,024 | 0,036 | 0,023  | 0,388               | 0,352 | 0,398 | 0,319              | 0,313 | 0,067           | 0,207 |
| Ba  | 0,000                  | 0,000  | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000  | 0,061               | 0,059 | 0,032 | 0,053              | 0,108 | 0,000           | 0,030 |
| Pb  | 0,000                  | 0,000  | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000  | 0,000               | 0,000 | 0,024 | 0,000              | 0,067 | 0,000           | 0,000 |
| La  | 0,001                  | 0,001  | 0,001 | 0,002 | 0,000 | 0,002  | 0,008               | 0,006 | 0,011 | 0,005              | 0,000 | 0,004           | 0,004 |
| Nd  | 0,001                  | 0,001  | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,001  | 0,000               | 0,000 | 0,001 | 0,000              | 0,000 | 0,001           | 0,001 |
| Pr  | 0,001                  | 0,000  | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001  | 0,001               | 0,001 | 0,002 | 0,002              | 0,000 | 0,000           | 0,000 |
| Ce  | 0,001                  | 0,002  | 0,003 | 0,004 | 0,002 | 0,006  | 0,002               | 0,003 | 0,027 | 0,002              | 0,000 | 0,001           | 0,003 |
| Th  | 0,000                  | 0,000  | 0,001 | 0,002 | 0,000 | 0,006  | 0,000               | 0,001 | 0,004 | 0,001              | 0,000 | 0,000           | 0,001 |
| U   | 0,003                  | 0,002  | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,000  | 0,004               | 0,005 | 0,023 | 0,004              | 0,000 | 0,008           | 0,004 |
| <b>Сумма катионов на позиции А</b>                        | 1,836                  | 1,881  | 1,855 | 1,961 | 1,904 | 1,954  | 0,849               | 0,834 | 0,819 | 0,921              | 0,961 | 1,269           | 1,070 |
| Si  | 0,180                  | 0,092  | 0,118 | 0,001 | 0,000 | 0,000  | 0,174               | 0,191 | 0,099 | 0,178              | 0,118 | 0,007           | 0,188 |
| Ti  | 0,130                  | 0,115  | 0,115 | 0,165 | 0,150 | 0,201  | 0,133               | 0,136 | 0,160 | 0,137              | 0,302 | 0,126           | 0,138 |
| Zr  | 0,056                  | 0,048  | 0,056 | 0,006 | 0,001 | 0,017  | 0,056               | 0,053 | 0,003 | 0,056              | 0,000 | 0,003           | 0,053 |
| Fe <sup>3+</sup>  | 0,056                  | 0,037  | 0,043 | 0,046 | 0,003 | 0,013  | 0,049               | 0,058 | 0,163 | 0,051              | 0,103 | 0,034           | 0,056 |
| Nb  | 1,578                  | 1,707  | 1,667 | 1,782 | 1,845 | 1,768  | 1,587               | 1,561 | 1,571 | 1,576              | 1,476 | 1,828           | 1,564 |
| Ta  | 0,000                  | 0,002  | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,001  | 0,000               | 0,001 | 0,004 | 0,001              | 0,000 | 0,002           | 0,001 |
| <b>Сумма катионов на позиции В</b>                        | 2,000                  | 2,000  | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000  | 2,000               | 2,000 | 2,000 | 2,000              | 2,000 | 2,000           | 2,000 |
| F   | 0,853                  | 0,946  | 0,892 | 1,019 | 0,925 | 0,923  | 0,266               | 0,267 | 0,535 | 0,327              | 0,313 | 0,333           | 0,351 |
| K   | 0,012                  | 0,008  | 0,009 | 0,002 | 0,004 | 0,003  | 0,005               | 0,009 | 0,021 | 0,008              | 0,032 | 0,003           | 0,011 |
| <b>Сумма катионов на позиции Y</b>                        | 0,866                  | 0,953  | 0,900 | 1,021 | 0,928 | 0,926  | 0,271               | 0,276 | 0,555 | 0,335              | 0,345 | 0,336           | 0,362 |

Fe<sup>3+</sup> рассчитано исходя из стехиометрии. Прочерк обозначает содержания ниже пределов обнаружения.



Таблица 3.10. Содержание главных компонентов (мас.%) и рассеянных элементов (в ppm) в пироклорах из карбонатитов Чуктуконского массива

|                                | Первичные пироклоры |        |        |       |       | Измененные пироклоры |        |        |       |
|--------------------------------|---------------------|--------|--------|-------|-------|----------------------|--------|--------|-------|
|                                | 1                   | 2      | 3      | 4     | 5     | 6                    | 7      | 8      | 9     |
| CaO                            | 16,78               | 17,03  | 17,28  | 17,42 | 16,72 | 17,24                | 16,99  | 17,41  | 16,85 |
| Na <sub>2</sub> O              | 6,99                | 7,05   | 7,02   | 6,70  | 7,05  | 6,87                 | 7,08   | 6,92   | 7,12  |
| SiO <sub>2</sub>               | 1,82                | 1,95   | 1,60   | 1,00  | 2,12  | -                    | -      | 0,30   | 1,01  |
| TiO <sub>2</sub>               | 3,62                | 3,64   | 3,59   | 3,79  | 3,44  | 4,28                 | 4,09   | 4,01   | 4,92  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,14                | 1,29   | 0,94   | 0,54  | 1,07  | -                    | -      | 1,20   | 1,25  |
| Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 64,42               | 65,05  | 65,22  | 65,99 | 64,13 | 66,08                | 67,54  | 65,42  | 62,89 |
| F                              | 4,68                | 4,60   | 4,61   | 4,42  | 4,62  | 4,88                 | 5,17   | 4,94   | 5,16  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,37                | -      | -      | -     | -     | -                    | -      | -      | -     |
| Сумма                          | 99,81               | 100,60 | 100,26 | 99,86 | 99,15 | 99,34                | 100,86 | 100,19 | 99,21 |
| Li                             | 0,93                | 2,81   | 1,31   | 2     | 0,97  | -                    | -      | 0,52   | 0,67  |
| P                              | 43                  | 27     | 18     | 22    | 24    | 15                   | 24     | 26     | 41    |
| Sc                             | 2,09                | 2,31   | 1,87   | 2,03  | 2,1   | 3,06                 | 2,34   | 5,45   | 5,97  |
| V                              | 212                 | 212    | 195    | 203   | 179   | 34                   | 28,2   | 66,7   | 67,3  |
| Mn                             | 181                 | 176    | 115    | 129   | 141   | 45,7                 | 66,5   | 80,5   | 63,2  |
| Co                             | 0,08                | 0,04   | 0,06   | 0,05  | 0,05  | 0,05                 | 0,06   | 0,04   | 0,06  |
| Ga                             | 5,8                 | 6,9    | 4,8    | 5,3   | 4,8   | 2,1                  | 9,8    | 3,6    | 16,8  |
| Sr                             | 5622                | 5628   | 5768   | 5804  | 5550  | 4476                 | 4800   | 4415   | 4888  |
| Y                              | 7,93                | 7,62   | 6,74   | 7,38  | 7,03  | 29,8                 | 33,1   | 26,7   | 34,6  |
| Zr                             | 3187                | 3418   | 3144   | 3274  | 3518  | 5669                 | 4060   | 9079   | 10341 |
| Ba                             | 111                 | 142    | 93     | 106   | 97    | 31                   | 192    | 70     | 373   |
| La                             | 233                 | 244    | 278    | 264   | 222   | 738                  | 885    | 697    | 868   |
| Ce                             | 463                 | 483    | 581    | 555   | 442   | 2484                 | 2925   | 1976   | 2337  |
| Pr                             | 39                  | 40     | 47     | 44    | 37    | 183                  | 215    | 154    | 182   |
| Nd                             | 109                 | 112    | 128    | 121   | 103   | 543                  | 634    | 450    | 548   |
| Sm                             | 12                  | 12     | 14     | 13    | 11    | 64                   | 74     | 51     | 62    |
| Eu                             | 3,02                | 2,84   | 3,38   | 3,19  | 2,59  | 15,4                 | 16,9   | 12,7   | 14,8  |
| Gd                             | 6,16                | 5,62   | 6,66   | 6,66  | 5,53  | 29,5                 | 34,6   | 23,8   | 31,3  |
| Tb                             | 0,54                | 0,47   | 0,56   | 0,55  | 0,42  | 2,79                 | 3,15   | 2,3    | 3,13  |
| Dy                             | 2,03                | 2,03   | 2,11   | 2,21  | 1,85  | 11,7                 | 13,4   | 9,86   | 13,2  |
| Ho                             | 0,26                | 0,28   | 0,26   | 0,27  | 0,24  | 1,38                 | 1,67   | 1,17   | 1,59  |
| Er                             | 0,70                | 0,73   | 0,55   | 0,69  | 0,62  | 3,02                 | 3,44   | 2,21   | 3,46  |
| Tm                             | 0,11                | 0,1    | 0,07   | 0,09  | 0,08  | 0,3                  | 0,3    | 0,27   | 0,34  |
| Yb                             | 0,97                | 0,9    | 0,71   | 0,69  | 0,76  | 1,3                  | 1,55   | 1,39   | 1,71  |
| Lu                             | 0,15                | 0,16   | 0,1    | 0,1   | 0,08  | 0,13                 | 0,13   | 0,09   | 0,17  |
| Hf                             | 3,56                | 3,25   | 2,8    | 2,91  | 3,36  | 32,2                 | 28,3   | 43,5   | 55,3  |
| Ta                             | 6,96                | 4,32   | 2,55   | 3,31  | 2,29  | 3,99                 | 33,4   | 5,83   | 34,7  |
| Th                             | 88,7                | 92,7   | 90,1   | 93,7  | 72,2  | 579                  | 658    | 416    | 511   |
| U                              | 18                  | 30,5   | 16,5   | 23,6  | 9,6   | 0,2                  | 4,9    | 1,3    | 7,4   |

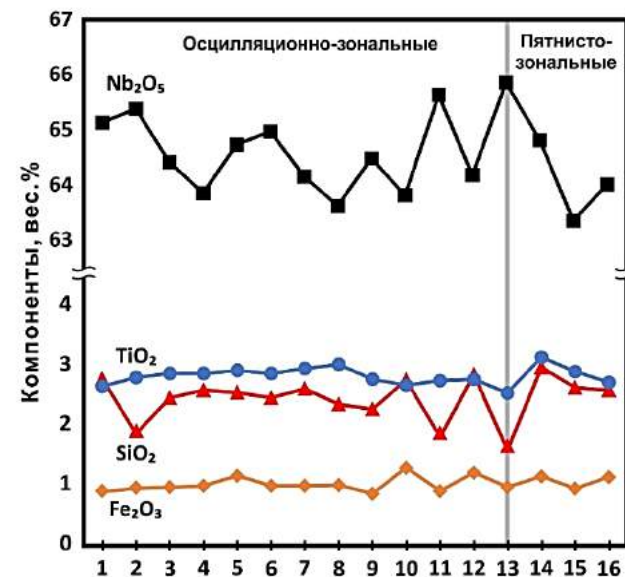
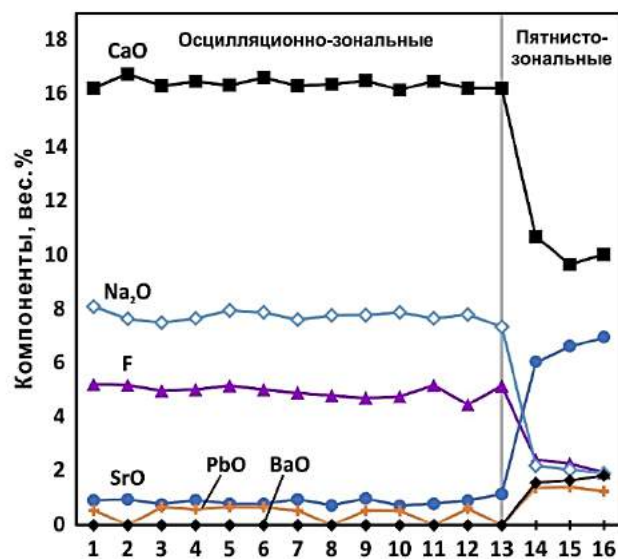
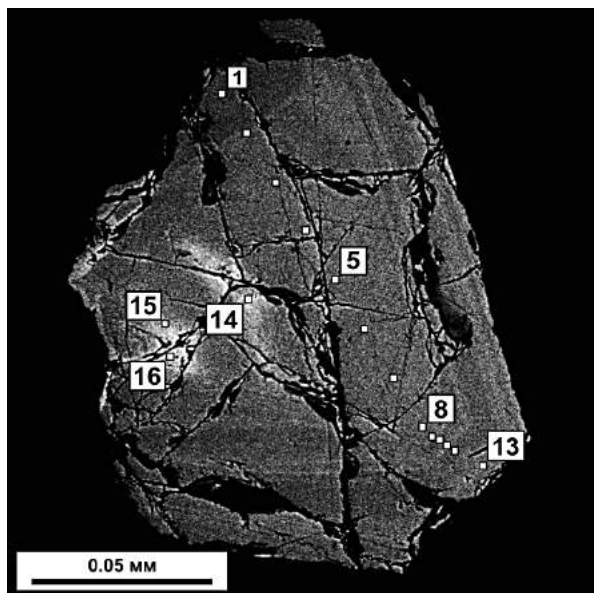


Рисунок 3.8. Содержание главных компонентов (мас.%) вдоль профиля (точки 1-13) в осцилляционно-зональном пирохлоре, подвергшемуся слабому гидротермальному изменению (точки 14-16).

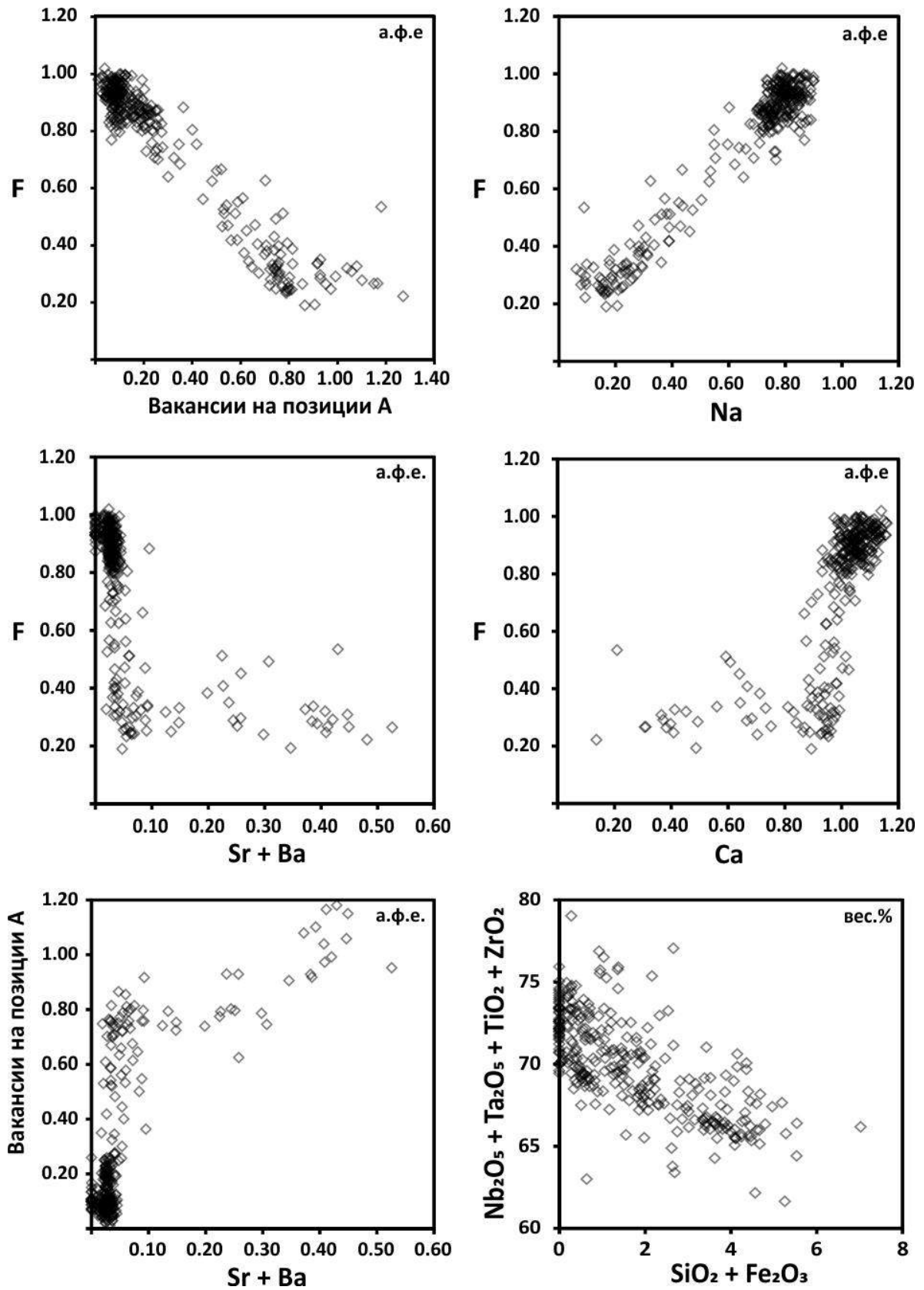


Рисунок 3.9. Вариации состава катионов на позициях А (а.ф.е.) и В (мас.%) в пироклорах из карбонатитов Чуктуконского массива.

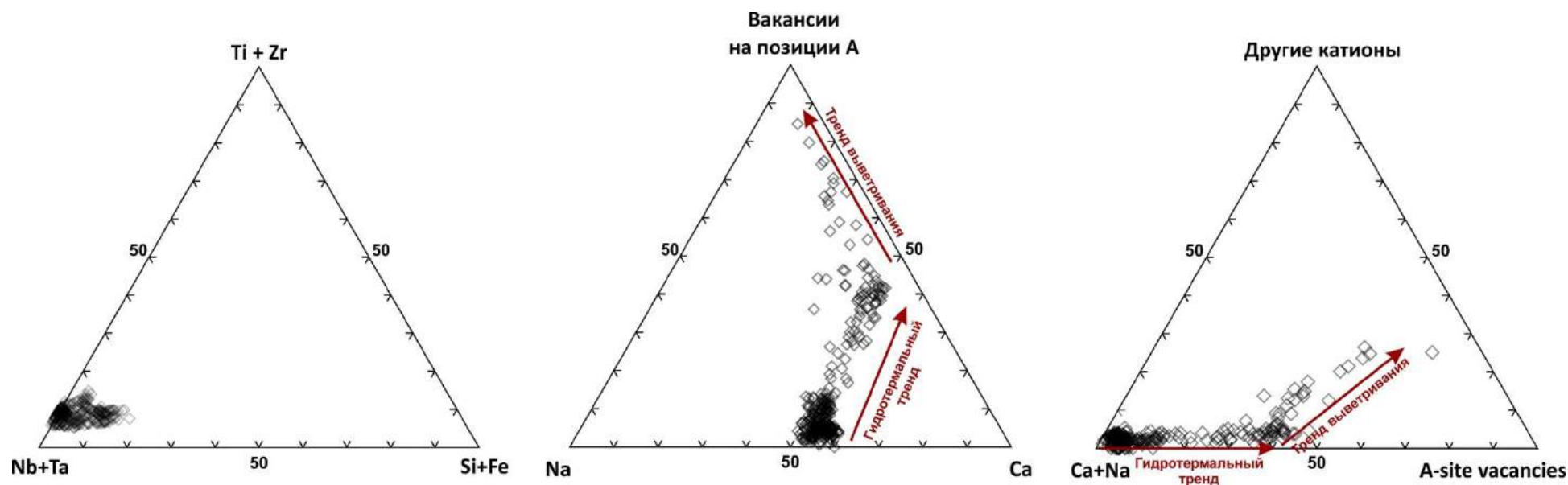


Рисунок 3.10. Вариации состава катионов на позициях А и В (в а.ф.е) в пирохлорах из карбонатитов Чуктуконского массива.

Гидротермальный тренд - замещение Na и F вакансиями на позициях А и Y, тренд выветривания - замещение Ca вакансиями, Sr, Ba, LREE, Pb.

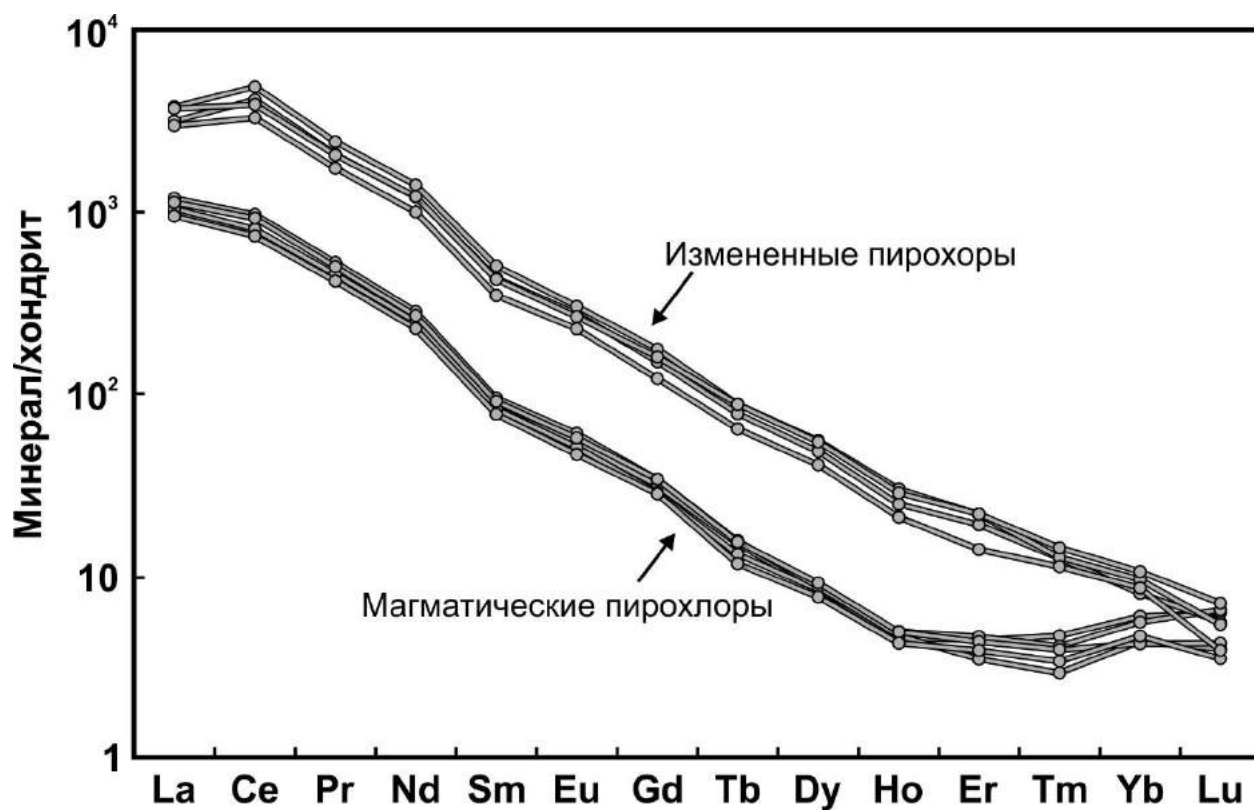


Рисунок 3.11. Содержание РЗЭ в пирохлорах, нормированные к хондриту. Значения хондрита согласно Sun, McDonough (1989).

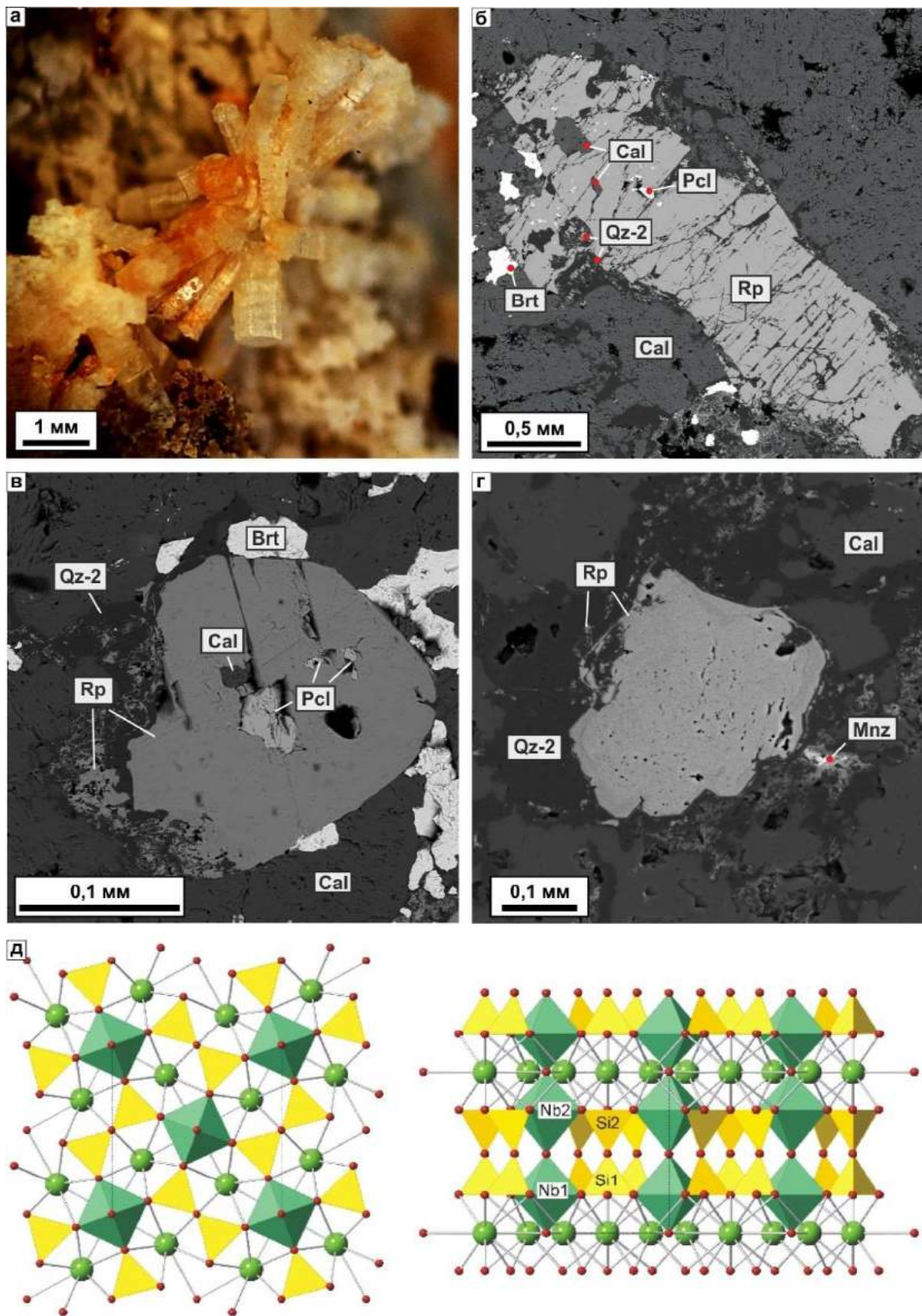


Рисунок 3.12. А - Фотография радиально-лучистого агрегата кристаллов риппита в карбонатите после травления; б – изображение кристалла риппита в кварц-кальцитовой матрице; в, г - растворение кристаллов риппита, гидротермальном кварце; д – структура риппита.

Таблица 3.11. Представительные анализы риппита с содержанием главных компонентов (мас.%) и рассеянных элементов (в ppm) из карбонатита Чуктуконского массива.

|                                | 1     | 2     | 3     | 4      | 5     | 6     | 7      | 8      |
|--------------------------------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 40,88 | 40,73 | 40,24 | 40,39  | 40,78 | 40,09 | 40,86  | 40,35  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,72  | 0,57  | 0,85  | 0,80   | 1,80  | 1,02  | 0,55   | 0,35   |
| Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 42,86 | 42,9  | 43,25 | 43,99  | 42,14 | 43,57 | 43,85  | 45,03  |
| K <sub>2</sub> O               | 15,02 | 15,11 | 15,01 | 15,32  | 15,20 | 15,05 | 15,30  | 15,11  |
| Сумма                          | 99,48 | 99,31 | 99,35 | 100,50 | 99,92 | 99,73 | 100,56 | 100,84 |
| P                              | 23,6  | 20,2  | 25,4  | 20,9   | на    | на    | на     | на     |
| Sc                             | 7,23  | 6,92  | 8,68  | 10,20  | на    | на    | на     | на     |
| Ga                             | 1,42  | 1,79  | 0,63  | 0,49   | на    | на    | на     | на     |
| Sr                             | 1,08  | 1,54  | 0,45  | 0,94   | на    | на    | на     | на     |
| Ba                             | 211   | 191   | 126   | 180    | на    | на    | на     | на     |
| La                             | 0,08  | 0,02  | 0,02  | 0,09   | на    | на    | на     | на     |
| Ce                             | 0,13  | 0,03  | 0,05  | 0,14   | на    | на    | на     | на     |
| Pr                             | -     | 0,01  | -     | 0,02   | на    | на    | на     | на     |
| Nd                             | -     | -     | 0,07  | -      | на    | на    | на     | на     |
| Eu                             | 0,03  | -     | -     | -      | на    | на    | на     | на     |
| Yb                             | 0,07  | -     | 0,05  | 0,01   | на    | на    | на     | на     |
| Hf                             | 23,3  | 20,2  | 16,1  | 55,2   | на    | на    | на     | на     |
| Y                              | 0,09  | 0,06  | 0,06  | 0,13   | на    | на    | на     | на     |
| Ta                             | 7,10  | 7,45  | 9,67  | 12,90  | на    | на    | на     | на     |
| Th                             | 0,08  | 0,02  | 0,05  | 0,15   | на    | на    | на     | на     |
| U                              | 0,61  | 0,60  | 0,28  | 0,42   | на    | на    | на     | на     |

Прочерком обозначены содержания ниже пределов обнаружения, на – не анализировалось.

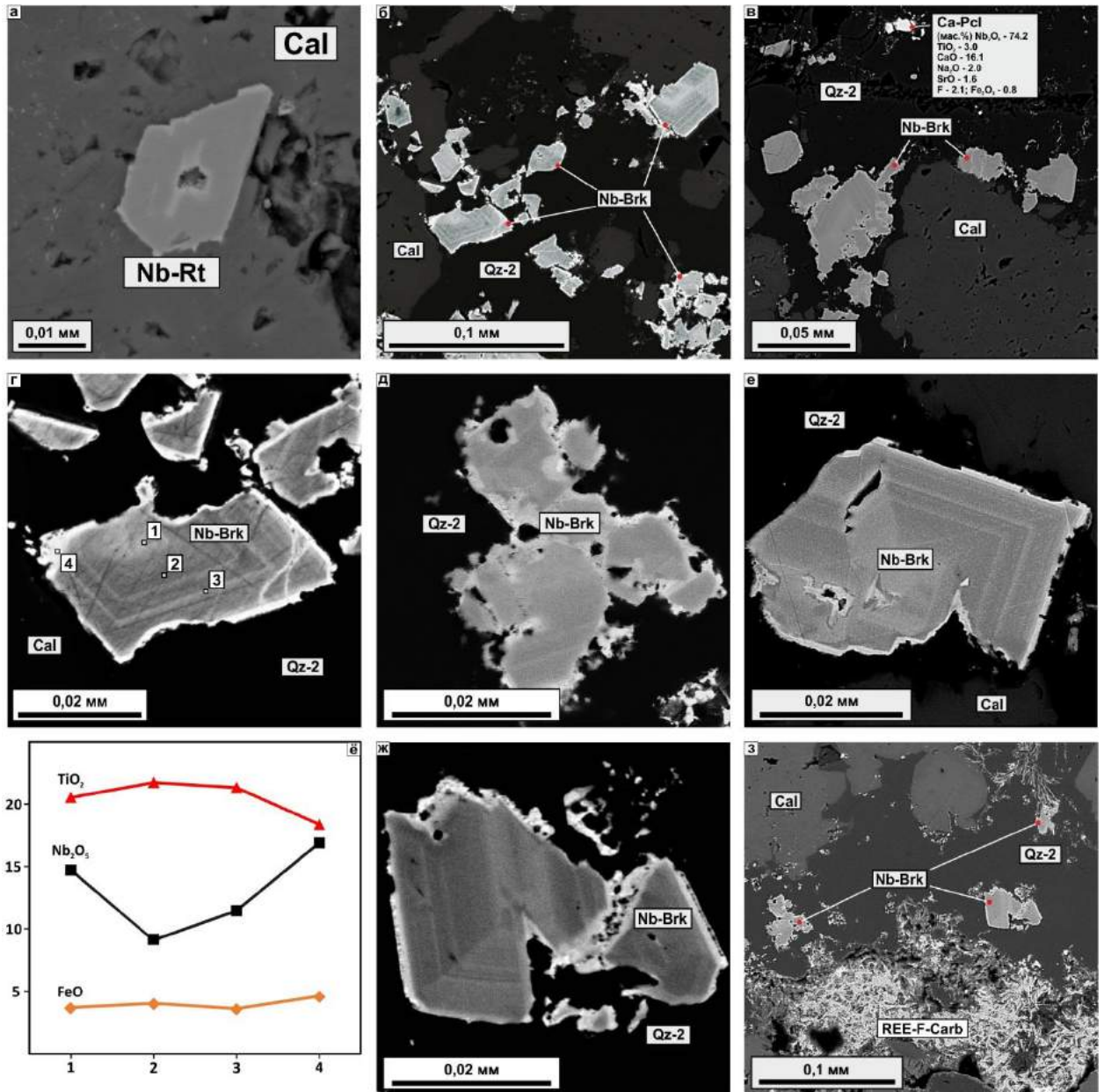


Рисунок 3.13. Изображения Nb-рутила и Nb-брукита в гидротермально измененных карбонатах Чуктуконского массива в обратно отраженных электронах; а, б, в - корродированный зональный Nb-брукит в кварцевом прожилке; г, д, е, з - резорбированные осцилляционно-зональные и секториально-зональные кристаллы Nb-брукита с каймой, имеющей повышенное содержание Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, в кварцевом прожилке; ж – график содержания главных компонентов в кристалле брукита в точках анализов на рисунке «г» (содержание TiO<sub>2</sub> уменьшено в 4 раза, табл. 1.9).



Таблица 3.12. Представительные анализы брукита в карбонатах и коре выветривания Чуктуконского массива (мас.%)

|                                | Карбонатиты | Гидротермально измененные карбонаты |            |           |            |            |            |            |            |           |        | Кора выветривания |
|--------------------------------|-------------|-------------------------------------|------------|-----------|------------|------------|------------|------------|------------|-----------|--------|-------------------|
|                                |             |                                     |            |           |            |            | Центр      |            | Край       |           |        |                   |
|                                | 1           | 1                                   | 2          | 3         | 4          | 5          | 1          | 2          | 3          | 4         | 1      |                   |
| TiO <sub>2</sub>               | 97,58       | 79,88                               | 86,51      | 81,5<br>3 | 83,65      | 82,82      | 81,2       | 85,97      | 84,35      | 75,5<br>6 | 97,43  |                   |
| SiO <sub>2</sub>               | -           | 0,51                                | 0,17       | 0,41      | 0,49       | -          | -          | -          | -          | 0,43      | -      |                   |
| FeO                            | 1,42        | 4,44                                | 3,64       | 4,1       | 4,22       | 3,5        | 3,71       | 4,05       | 3,63       | 4,63      | 1,84   |                   |
| V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | -           | -                                   | -          | -         | -          | 1,29       | 0,79       | 1,1        | 1,07       | 1,34      | 0,37   |                   |
| Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 0,83        | 14,86                               | 9,97       | 13,5<br>5 | 11,77      | 12,93      | 14,73      | 9,11       | 11,46      | 16,9<br>2 | 0,83   |                   |
| Сумма                          | 99,83       | 99,69                               | 100,2<br>9 | 99,5<br>9 | 100,1<br>3 | 100,5<br>4 | 100,4<br>3 | 100,2<br>3 | 100,5<br>1 | 98,8<br>8 | 100,47 |                   |

Прочерком обозначены содержания ниже пределов обнаружения.

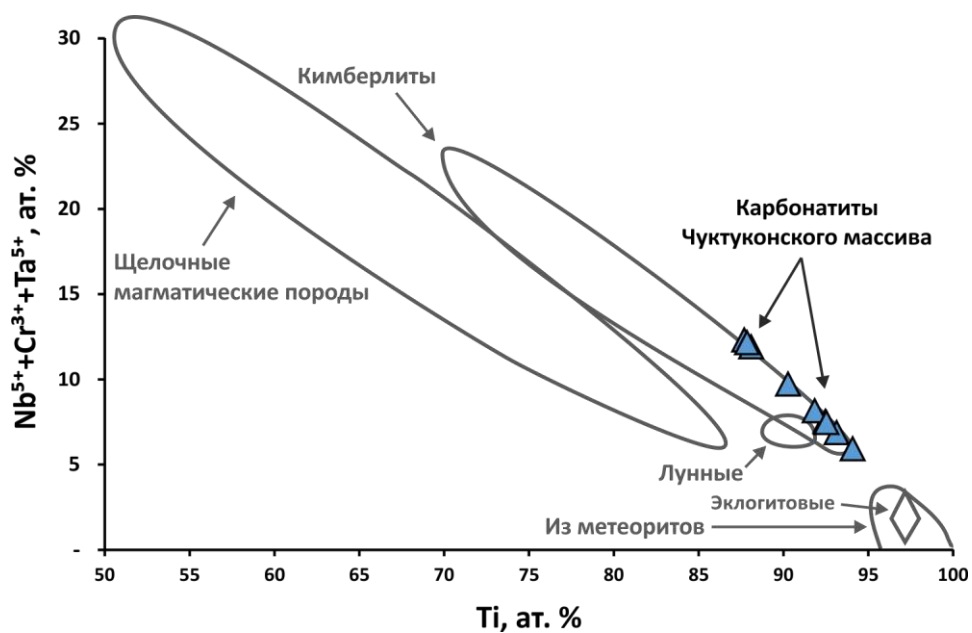


Рисунок 3.14. Дискриминационная диаграмма состава брукитов в карбонатах Чуктуконского массива. Поля составов рутилов различных типов пород по Haggerty (1991).

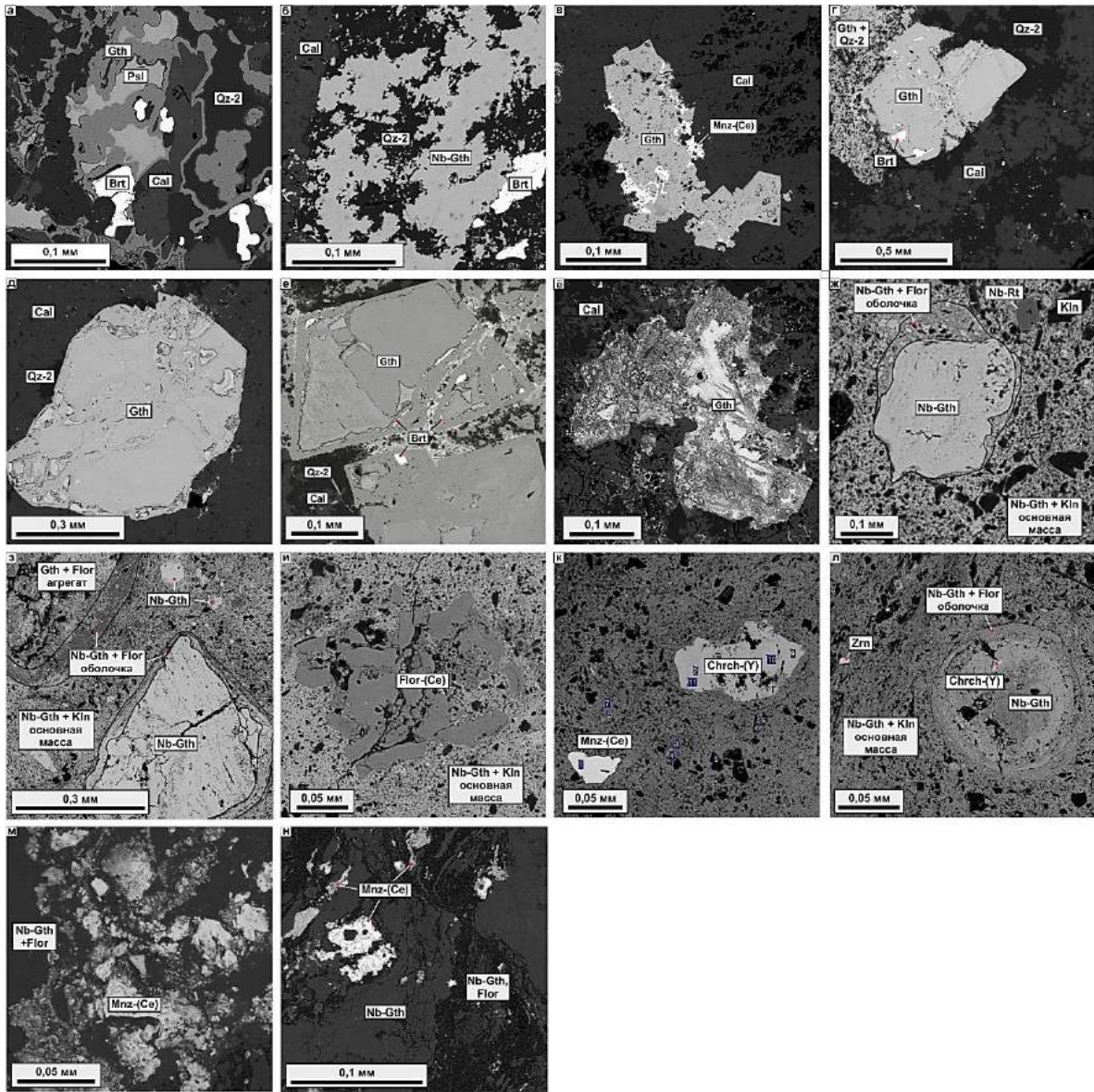


Рисунок 3.15. Морфология Nb-гетита в породах Чуктуконского массива. А, б - гетит в гидротермально измененных карбонатитах; в, г, д, е - псевдоморфозы по пириту в гидротермально измененных карбонатитах; ё - псевдоморфозы по недиагностируемому минералу в гидротермально измененных карбонатитах; ж, з, и – кора выветривания зоны бурых железняков и охр; к, л - гетит из зоны выщелачивания коры выветривания.

Таблица 3.13. Представительные анализы гётитов из гидротермально-измененных карбонатитов и коры выветривания по ним Чуктуконского массива (мас.%)

|                                       |  | FeO            | Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | SiO <sub>2</sub> | CaO         | MgO        | ZnO         | V <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | MnO         | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | SO <sub>3</sub> | Сумма        |              |              |
|---------------------------------------|--|----------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|------------------|-------------|------------|-------------|-------------------------------|-------------|-------------------------------|-----------------|--------------|--------------|--------------|
| Гидротермально измененные карбонатиты | В ассоциации в кварцем-2, баритом, карбонатами РЗЭ | 1              | 65,9                           | 0,93             | 0,9                            | 0,76             | 6,6         | 0,3        | 0,4         | -                             | 0,28        | -                             | -               | -            | 76,00        |              |
|                                       |  | 2              | 66,4                           | 0,67             | -                              | -                | 5,4         | 0,5        | -           | 0,59                          | 0,40        | -                             | -               | -            | 73,92        |              |
|                                       |  | 3              | 66,8                           | 1,26             | -                              | -                | 3,6         | 0,9        | 0,9         | -                             | 0,22        | -                             | -               | -            | 73,86        |              |
|                                       |  | 4              | 72,8                           | 0,50             | 0,68                           | -                | 2,5         | 0,6        | -           | -                             | -           | 2,71                          | -               | -            | 79,71        |              |
|                                       |  | 5              | 70,4                           | 2,22             | 0,63                           | -                | 3,7         | 0,4        | 0,6         | -                             | -           | -                             | -               | -            | 77,97        |              |
|                                       |  | 6              | 65,0                           | 0,69             | -                              | -                | 6,0         | 0,5        | 0,4         | -                             | -           | -                             | -               | 0,82         | -            | 73,38        |
|                                       |  | 7              | 82,3                           | 0,56             | -                              | -                | 1,2         | 1,3        | -           | -                             | -           | -                             | -               | -            | -            | 85,59        |
|                                       |  | 8              | 67,7                           | 1,03             | 0,43                           | 0,77             | 4,5         | 0,8        | 0,9         | 1,17                          | 0,43        | -                             | -               | -            | -            | 77,71        |
|                                       |  | 9              | 73,4                           | 0,33             | 0,65                           | 0,21             | 3,9         | 0,2        | -           | -                             | 1,21        | -                             | -               | -            | -            | 79,84        |
|                                       |  | 10             | 72,5                           | 0,49             | 0,97                           | -                | 3,8         | 0,3        | -           | -                             | 1,29        | -                             | -               | -            | -            | 79,27        |
|                                       |  | <b>Среднее</b> | <b>70,3</b>                    | <b>0,87</b>      | <b>0,71</b>                    | <b>0,58</b>      | <b>4,1</b>  | <b>0,6</b> | <b>0,6</b>  | <b>0,88</b>                   | <b>0,64</b> | <b>2,71</b>                   | <b>0,82</b>     | -            | <b>77,76</b> |              |
|                                       | Псевдоморфозы по пириту                            | 1              | 76,3                           | -                | -                              | -                | 2,8         | 0,2        | -           | -                             | -           | -                             | -               | -            | 79,27        |              |
|                                       |  | 2              | 74,2                           | -                | -                              | -                | 2,8         | 0,4        | 1,0         | -                             | -           | 0,48                          | -               | -            | 78,81        |              |
|                                       |  | 3              | 67,1                           | -                | -                              | 0,62             | 5,6         | 0,7        | 1,5         | 0,71                          | 0,31        | 0,41                          | -               | -            | 76,88        |              |
|                                       |  | 4              | 80,9                           | -                | -                              | -                | 1,7         | 1,2        | -           | -                             | -           | 0,35                          | -               | 0,45         | 84,56        |              |
|                                       |  | 5              | 75,5                           | -                | -                              | -                | 2,9         | -          | -           | -                             | -           | -                             | -               | -            | 78,32        |              |
|                                       |  | 6              | 86,3                           | -                | -                              | -                | 1,2         | -          | -           | -                             | -           | -                             | -               | 0,60         | 88,00        |              |
|                                       |  | 7              | 76,2                           | -                | -                              | -                | 2,6         | -          | -           | -                             | -           | -                             | -               | -            | 78,73        |              |
|                                       |  | 8              | 81,5                           | -                | -                              | -                | 2,7         | -          | -           | -                             | -           | -                             | -               | -            | 84,13        |              |
|                                       |  | 9              | 73,1                           | -                | -                              | -                | 4,0         | -          | 0,7         | -                             | -           | -                             | -               | -            | 77,75        |              |
|                                       |  |                | <b>Среднее</b>                 | <b>76,8</b>      | -                              | -                | <b>0,62</b> | <b>2,9</b> | <b>0,6</b>  | <b>1,0</b>                    | <b>0,71</b> | <b>0,31</b>                   | <b>0,41</b>     | -            | <b>0,53</b>  | <b>80,72</b> |
|                                       | Псевдоморфозы по неопределенному минералу          | 1              | 75,4                           | -                | -                              | -                | 2,9         | 0,9        | -           | -                             | -           | -                             | -               | 0,37         | 79,63        |              |
|                                       |  | 2              | 75,0                           | -                | -                              | -                | 2,9         | 0,8        | -           | -                             | -           | -                             | -               | -            | 78,67        |              |
|                                       |  | 3              | 79,3                           | -                | -                              | -                | 1,8         | 0,5        | -           | -                             | -           | -                             | -               | 0,35         | 81,97        |              |
|                                       |  | 4              | 75,4                           | -                | 0,30                           | -                | 3,2         | 0,5        | -           | -                             | -           | 0,59                          | -               | 0,22         | 80,21        |              |
|                                       |  |                | <b>Среднее</b>                 | <b>76,3</b>      | -                              | <b>0,30</b>      | -           | <b>2,7</b> | <b>0,7</b>  | -                             | -           | -                             | <b>0,59</b>     | -            | <b>0,31</b>  | <b>80,12</b> |
|                                       | Кора выветривания, зона выщелачивания              | Обломки        | 1                              | 89,2             | -                              | 0,35             | -           | 0,6        | -           | -                             | -           | -                             | -               | -            | -            | 89,58        |
|                                       |  |                | 2                              | 87,8             | -                              | 0,55             | -           | 0,6        | -           | -                             | -           | -                             | -               | -            | -            | 88,97        |
|                                       |  |                | 3                              | 87,8             | -                              | 0,30             | 0,62        | -          | -           | -                             | -           | 0,72                          | -               | -            | -            | 89,49        |
|                                       |  |                | 4                              | 81,8             | -                              | 0,50             | 1,83        | 2,2        | -           | -                             | -           | -                             | -               | -            | -            | 86,38        |
|                                       |  |                | 5                              | 81,3             | 0,97                           | 0,77             | 1,49        | 0,9        | 0,0         | -                             | -           | 0,25                          | 2,92            | -            | -            | 89,20        |
| 6                                     |  |                | 75,6                           | 1,86             | 1,72                           | 2,78             | 1,2         | 0,2        | -           | -                             | 0,43        | 2,56                          | -               | -            | 87,40        |              |
| 7                                     |  |                | 77,6                           | 1,47             | 1,13                           | 2,61             | 1,7         | 0,1        | -           | -                             | 0,31        | 1,69                          | -               | -            | 87,34        |              |
| 8                                     |  |                | 80,4                           | 1,89             | 0,98                           | 2,83             | 1,0         | -          | -           | -                             | 0,32        | 1,64                          | -               | -            | 89,73        |              |
| 9                                     |  |                | 79,5                           | 0,77             | 0,93                           | 1,66             | 1,9         | -          | -           | -                             | 0,62        | 2,03                          | -               | -            | 87,83        |              |
| 10                                    |  |                | 76,5                           | 2,03             | 1,58                           | 3,1              | 1,2         | -          | -           | -                             | 0,34        | 2,54                          | -               | -            | 88,50        |              |
|                                       |  | <b>Среднее</b> | <b>81,8</b>                    | <b>1,50</b>      | <b>0,88</b>                    | <b>2,12</b>      | <b>1,3</b>  | <b>0,1</b> | -           | -                             | <b>0,43</b> | <b>2,23</b>                   | -               | -            | <b>88,44</b> |              |
| Основная масса                        |  | 1              | 82,1                           | 0,62             | 0,58                           | 1,89             | 2,2         | -          | -           | -                             | 0,4         | -                             | -               | -            | 87,75        |              |
|                                       |  | 2              | 71,0                           | -                | 5,39                           | 5,54             | 5,5         | -          | -           | -                             | 0,38        | 0,28                          | 0,53            | -            | 88,63        |              |
|                                       |  | 3              | 77,6                           | -                | 0,27                           | 4,02             | 3,1         | -          | -           | -                             | 0,4         | -                             | 0,94            | -            | 86,37        |              |
|                                       |  | 4              | 80,0                           | 1,36             | 1,43                           | 1,78             | 1,4         | -          | -           | -                             | 0,44        | 1,68                          | 0,55            | -            | 88,67        |              |
|                                       |  | 5              | 68,8                           | 4,29             | 2,84                           | 5,56             | -           | 0,5        | -           | -                             | -           | 1,2                           | 3,23            | -            | 86,46        |              |
|                                       |  | 6              | 67,8                           | 1,86             | 1,05                           | 6,97             | 0,9         | 0,5        | -           | -                             | -           | 0,8                           | 3,87            | -            | 83,68        |              |
|                                       |  | 7              | 79,4                           | 1,6              | 0,82                           | 2,04             | 1,8         | -          | -           | -                             | 0,32        | 0,58                          | 0,89            | -            | 87,48        |              |
|                                       |  | 8              | 72,6                           | 1,62             | 0,93                           | 4,59             | 1,9         | -          | -           | -                             | -           | 0,67                          | 2,2             | -            | 84,55        |              |
|                                       |  | 9              | 78,2                           | -                | 0,53                           | 3,97             | 3,1         | -          | -           | -                             | -           | -                             | -               | -            | 85,84        |              |
|                                       | 10   | 81,9           | 1,09                           | 0,72             | 2,36                           | 1,6              | -           | -          | -           | 0,29                          | -           | 0,53                          | -               | 88,49        |              |              |
|                                       | <b>Среднее</b>                                     | <b>76,0</b>    | <b>1,78</b>                    | <b>1,46</b>      | <b>3,87</b>                    | <b>2,4</b>       | <b>0,5</b>  | -          | -           | <b>0,32</b>                   | <b>0,74</b> | <b>1,59</b>                   | -               | <b>86,79</b> |              |              |
| Кора выветривания, зона цементации    | 1  | 71,7           | 2,26                           | 1,07             | 0,43                           | 1,3              | -           | -          | 0,90        | -                             | -           | 0,37                          | -               | 78,05        |              |              |
|                                       | 2  | 70,9           | 2,40                           | 1,47             | 0,55                           | 1,2              | -           | -          | 0,93        | 0,21                          | -           | 0,76                          | -               | 78,43        |              |              |
|                                       | 3  | 72,0           | 2,78                           | 1,10             | 0,45                           | 1,2              | -           | -          | -           | 0,21                          | -           | 0,50                          | -               | 78,25        |              |              |
|                                       | 4  | 71,4           | 3,68                           | 1,02             | 0,74                           | 1,2              | -           | -          | 0,95        | 0,32                          | -           | -                             | -               | 79,29        |              |              |
|                                       | 5  | 71,3           | 3,30                           | 1,13             | 0,7                            | 1,1              | -           | -          | 0,71        | 0,57                          | 0,35        | -                             | -               | 79,12        |              |              |
|                                       | 6  | 70,8           | 4,03                           | 1,90             | 0,55                           | 1,1              | -           | -          | 0,55        | 0,40                          | 0,74        | -                             | -               | 80,05        |              |              |
|                                       | <b>Среднее</b>                                     | <b>71,3</b>    | <b>3,08</b>                    | <b>1,28</b>      | <b>0,57</b>                    | <b>1,2</b>       | -           | -          | <b>0,81</b> | <b>0,29</b>                   | <b>0,36</b> | <b>0,54</b>                   | -               | <b>78,87</b> |              |              |

Прочерком обозначены содержания ниже пределов обнаружения

### 3.3. Щелочные ультраосновные породы третьей фазы

Породы имеют голубовато-серый, зеленоватый цвет и брекчиевидную текстуру (рис. 3.16 а, б). Обломки различных пород и минералов достигают первых сантиметров и могут составлять до 60% породы. Среди обломков присутствуют фрагменты щелочных-ультраосновных пород первой фазы, карбонатитов и вмещающих пород. Форма обломков варьирует от угловатой до овально-округлой. Обломки пород и макрокристы флогопита, доломита и оливина(?) погружены в тонкозернистую матрицу, сложенную доломитом, кальцитом, калиевым полевым шпатом, хлоритом. В основной массе также отмечаются флогопит, апатит, пирит, рутил(?), хромит, магнетит, кварц, редко ильменит, диопсид, стронцианит, дациншанит-(Ce), барит. Особенностью пород является присутствие большого количества лапиллей (рис. 3.16 г, д). В ядре лапиллей находятся макрокристы флогопита либо кристаллы оливина или пироксена, полностью замещенные агрегатом доломита и кварца. Ядра окружены тонкозернистым материалом, сложенным лейстами доломита, калиевого полевого шпата с вкраплениями брукита, апатита, магнетита и флогопита (рис. 3.16 е). Породы претерпели гидротермальные изменения и карбонатитизацию: некоторые образцы переработаны до глинообразного состояния и имеют коричневый, коричнево-серый цвет, рыхлую структуру.

Cr-шпинель встречается в виде отдельных кристаллов размером до 1 мм и в атолло-подобных текстурах, оконтуренные тонкими выделениями Ti-магнетита (рис. 3.16 ж). Cr# варьирует в пределах 0,1-0,55. Составы минералов соответствуют тренду составов шпинелей из оранжеитов и лампроитов (рис. 3.5) (Mitchell, 1995).

Первичный доломит-анкерит в основной массе, лапиллях и макрокристах содержит существенное количество Sr и имеет варьирующий состав от доломита до Mg-анкерита (табл. 3.19). Поздний доломит, замещающий оливины(?), является существенно железистым и имеет низкое содержание SrO.

Макрокристы флогопита обогащены  $TiO_2$  (до 8 мас.%) и  $Cr_2O_3$  (до 1,7 мас.%) (табл. 3.14). Содержание  $Al_2O_3$  находится в пределах 14-17 мас.%. Флогопиты из основной массы содержат фтор (до 5,5 мас.%) и содержат значительно меньше  $TiO_2$  (до 3 мас.%) и  $Cr_2O_3$  (менее 0,5 мас.%). Содержание  $Al_2O_3$  в них ниже – от 9 до 12 мас.%. Их составы также находятся в соответствии с Al-трендом, характерном для оранжеитов, выделенным Митчеллом (Mitchell, 1995) (рис. 3.4).

Кальцит из основной массы образует скрытокристаллический матрикс, содержит примеси SrO до 4 мас.%, FeO до 1 мас.%, MnO до 0,5 мас.% и MgO до 2 мас.% (табл. 3.15).

Доломит в основной массе так же образует скрытокристаллический матрикс, но помимо этого обнаружены ритмичные обрастания анкерита доломитом (рис 3.16 з). Может содержать значительные примеси FeO (до 8 мас.%), MnO (до 18 мас.%), SrO (до 2 мас.%) (табл. 3.15).

Апатит образует призматические кристаллы до 0,02 мм в основной массе. Обогащен стронцием (до 5 мас.% SrO) и PЗЭ (до 5 мас.% PЗЭ<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Содержит незначительные примеси SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, FeO (до 1 мас.% каждого компонента) (табл. 3.16).

Калиевый полевой шпат из основной массы содержит незначительные примеси FeO, MgO, CaO, BaO, Na<sub>2</sub>O (до 1 мас.% каждого компонента) (табл. 3.17).

Фторкальциопирохлор образует однородные октаэдрические кристаллы. Характеризуется содержаниями SiO<sub>2</sub> до 2 мас.%, TiO<sub>2</sub> до 4 мас.%, и до 1 мас.% PbO, SrO (табл. 3.18).

Кристаллы цирконов подрастворены и отличаются включениями Ca-Ba-карбонатов, флогопита с фтором, PЗЭ-карбонатов, фторапатит, ниеререит(?), кальцит, бурбанкит-ханнешит (Sharygin et al., 2017).

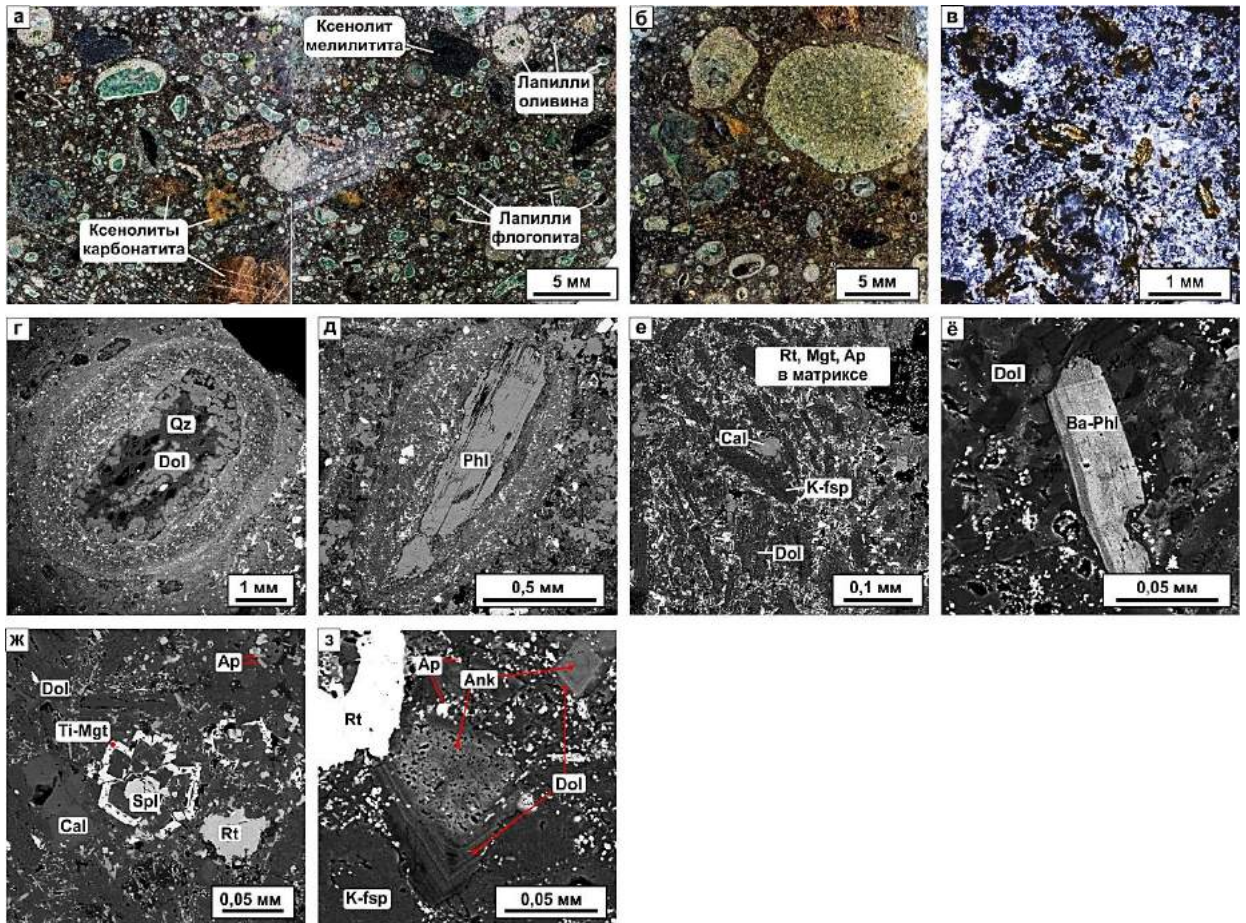


Рисунок 3.16. Щелочные ультраосновные породы третьей фазы Чуктуконского массива в фотографиях (а, б, в) и BSE-изображениях (г-з). А, б – фотографии аншлифов. В – фотография шлифа. Увеличение 10х, николи скрещены. Желтым цветом в результате травления выделен калиевый полевой шпат. Г, д – лапилли с оливинным(?) и флогопитовым и ядрами соответственно. Оливин(?) замещен кварц-доломитовым агрегатом. Е – структура лапилли: лейсты калиевого полевого шпата и доломита в карбонатной основной массе с брукитом, магнетитом и апатитом. Ё – зональный флогопит в основной массе породы. Ж – атоллаевая структура в основной массе породы: Сг-шпинель в центре Тi-магнетитового кольца. З – доломит обрастает анкерит в основной массе породы.

Таблица 3.14. Представительные анализы слюд из основной массы и вкрапленников из щелочных ультраосновных пород третьей фазы Чуктуконского массива (мас.%, формульные коэффициенты)

|                                | Основная масса |        |       |       |       |        |        |       |       |       |       | Вкрапленники |       |       |       |       |        |       |       |        |        |        |       |
|--------------------------------|----------------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|--------------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|
|                                | 1              | 2      | 3     | 4     | 5     | 6      | 7      | 8     | 9     | 10    | 11    | 1            | 2     | 3     | 4     | 5     | 6      | 7     | 8     | 9      | 10     | 11     | 12    |
| SiO <sub>2</sub>               | 38,55          | 40,80  | 37,40 | 40,41 | 39,96 | 45,18  | 48,37  | 39,39 | 37,14 | 39,92 | 39,92 | 35,41        | 35,15 | 37,27 | 37,31 | 36,80 | 37,65  | 38,96 | 37,50 | 37,85  | 37,72  | 38,42  | 37,33 |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,68           | 1,82   | 0,92  | 1,08  | 1,48  | 0,97   | 0,85   | 1,25  | 2,50  | 1,93  | 0,90  | 3,75         | 3,74  | 5,90  | 6,01  | 5,79  | 6,11   | 4,85  | 5,64  | 8,01   | 6,91   | 6,01   | 6,01  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11,76          | 10,20  | 10,56 | 10,28 | 9,79  | 11,77  | 9,94   | 10,90 | 10,75 | 10,41 | 10,01 | 16,14        | 15,80 | 14,83 | 14,89 | 14,81 | 14,79  | 13,30 | 14,91 | 14,28  | 14,49  | 14,89  | 14,40 |
| FeO                            | 8,29           | 14,49  | -     | -     | -     | 8,13   | 11,48  | 13,26 | 22,60 | 17,95 | 18,10 | 6,77         | 6,59  | 6,12  | 6,52  | 6,00  | 6,03   | 7,86  | 6,20  | 6,55   | 6,07   | 6,03   | 6,36  |
| MnO                            | 0,23           | 0,65   | 20,31 | 14,68 | 15,58 | 0,62   | -      | 0,44  | 0,94  | 0,70  | -     | -            | -     | -     | -     | -     | -      | -     | -     | -      | -      | -      | -     |
| MgO                            | 23,24          | 17,18  | 13,25 | 17,50 | 15,64 | 20,99  | 14,49  | 18,32 | 11,46 | 14,68 | 14,53 | 21,28        | 20,88 | 19,44 | 19,40 | 18,85 | 19,67  | 19,97 | 19,22 | 18,27  | 18,57  | 19,30  | 18,94 |
| CaO                            | 2,62           | 0,36   |       | 0,34  | 0,20  | 0,14   | -      | 1,39  | -     | -     | -     | -            | -     | -     | -     | -     | -      | -     | -     | -      | -      | -      | -     |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,61           | 0,47   |       |       | 0,30  | 0,38   | 0,35   | -     | -     | -     | -     | 0,55         | 0,51  | 0,53  | 0,57  | 0,53  | 0,47   | 0,54  | 0,43  | 0,46   | 0,61   | 0,65   | 0,32  |
| K <sub>2</sub> O               | 9,22           | 9,82   | 9,26  | 9,85  | 9,64  | 10,61  | 10,42  | 9,89  | 9,24  | 9,90  | 9,58  | 8,89         | 8,89  | 9,29  | 9,13  | 9,13  | 9,48   | 9,28  | 9,58  | 9,59   | 9,66   | 9,53   | 9,37  |
| BaO                            | -              | -      | -     | -     | -     | -      | -      | -     | -     | -     | -     | -            | -     | -     | -     | -     | -      | -     | 0,56  | -      | -      | -      | -     |
| F                              | 4,55           | 3,68   |       | 3,80  | 3,51  | 2,22   | 3,64   | 3,71  | 2,04  | 2,78  | -     | -            | -     | -     | -     | -     | -      | -     | -     | 3,62   | 4,70   | 3,71   | -     |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | -              | -      | 0,46  | 0,32  | 0,46  | -      | -      | -     | -     | -     | -     | -            | -     | 1,55  | 1,52  | 1,43  | 1,64   |       | 1,55  | 0,96   | 1,62   | 1,29   | 1,32  |
| H <sub>2</sub> O*              | 1,97           | 2,28   | 3,77  | 2,18  | 2,24  | 3,27   | 2,47   | 2,23  | 2,84  | 2,63  | 3,86  | 4,05         | 4,00  | 4,14  | 4,16  | 4,08  | 4,18   | 4,13  | 4,15  | 2,47   | 1,94   | 2,45   | 4,10  |
| O=F                            | 1,92           | 1,55   | -     | 1,60  | 1,48  | 0,93   | 1,53   | 1,56  | 0,86  | 1,17  | -     | -            | -     | -     | -     | -     | -      | -     | -     | 1,52   | 1,98   | 1,56   | -     |
| Сумма                          | 100,81         | 100,20 | 95,93 | 98,84 | 97,32 | 103,34 | 100,47 | 99,22 | 98,65 | 99,73 | 96,90 | 96,84        | 95,56 | 99,07 | 99,51 | 97,42 | 100,02 | 98,89 | 99,74 | 100,53 | 100,31 | 100,71 | 98,15 |
| Si                             | 5,60           | 6,07   | 5,95  | 6,08  | 6,14  | 6,27   | 6,92   | 5,92  | 5,85  | 6,06  | 6,19  | 5,24         | 5,27  | 5,39  | 5,38  | 5,41  | 5,40   | 5,66  | 5,42  | 5,43   | 5,43   | 5,48   | 5,45  |
| Al <sub>iv</sub>               | 2,01           | 1,79   | 1,98  | 1,82  | 1,77  | 1,73   | 1,08   | 1,93  | 2,00  | 1,86  | 1,81  | 2,76         | 2,73  | 2,53  | 2,53  | 2,57  | 2,50   | 2,28  | 2,54  | 2,41   | 2,46   | 2,50   | 2,48  |
| Al <sup>vi</sup>               | -              | -      | -     | -     | -     | 0,20   | 0,60   | -     | -     | -     | 0,02  | 0,06         | 0,07  | -     | -     | -     | -      | -     | -     | -      | -      | -      | -     |
| Ti                             | 0,18           | 0,20   | 0,11  | 0,12  | 0,17  | 0,10   | 0,09   | 0,14  | 0,30  | 0,22  | 0,11  | 0,42         | 0,42  | 0,64  | 0,65  | 0,64  | 0,66   | 0,53  | 0,61  | 0,86   | 0,75   | 0,64   | 0,66  |
| Cr                             | -              | -      | 0,06  | 0,04  | 0,06  | -      | -      | -     | -     | -     | -     | -            | -     | 0,18  | 0,17  | 0,17  | 0,19   | -     | 0,18  | 0,11   | 0,18   | 0,15   | 0,15  |
| Fe                             | 1,01           | 1,80   | -     | -     | -     | 0,94   | 1,37   | 1,67  | 2,98  | 2,28  | 2,35  | 0,84         | 0,83  | 0,74  | 0,79  | 0,74  | 0,72   | 0,95  | 0,75  | 0,79   | 0,73   | 0,72   | 0,78  |
| Mn                             | 0,03           | 0,08   | 2,74  | 1,87  | 2,03  | 0,07   | -      | 0,06  | 0,13  | 0,09  | -     | -            | -     | -     | -     | -     | -      | -     | -     | -      | -      | -      | -     |
| Mg                             | 5,03           | 3,81   | 3,14  | 3,93  | 3,58  | 4,34   | 3,09   | 4,10  | 2,69  | 3,32  | 3,36  | 4,70         | 4,67  | 4,19  | 4,17  | 4,13  | 4,20   | 4,32  | 4,14  | 3,91   | 3,98   | 4,10   | 4,13  |
| Ca                             | 0,41           | 0,06   | -     | 0,05  | 0,03  | 0,02   | -      | 0,22  | -     | -     | -     | -            | -     | -     | -     | -     | -      | -     | -     | -      | -      | -      | -     |
| Na                             | 0,17           | 0,14   | -     | -     | 0,09  | 0,10   | 0,10   | -     | -     | -     | -     | 0,16         | 0,15  | 0,15  | 0,16  | 0,15  | 0,13   | 0,15  | 0,12  | 0,13   | 0,17   | 0,18   | 0,09  |
| K                              | 1,71           | 1,87   | 1,88  | 1,89  | 1,89  | 1,88   | 1,90   | 1,89  | 1,86  | 1,92  | 1,90  | 1,68         | 1,70  | 1,71  | 1,68  | 1,71  | 1,73   | 1,72  | 1,77  | 1,75   | 1,77   | 1,73   | 1,75  |
| Sr                             | -              | -      | -     | -     | -     | -      | -      | -     | -     | -     | -     | -            | -     | -     | -     | -     | -      | -     | -     | -      | -      | -      | -     |
| Ba                             | -              | -      | -     | -     | -     | -      | -      | -     | -     | -     | -     | -            | -     | -     | -     | -     | -      | -     | 0,03  | -      | -      | -      | -     |
| OH*                            | 1,91           | 2,27   | 4,00  | 2,19  | 2,29  | 3,03   | 2,35   | 2,24  | 2,98  | 2,67  | 4,00  | 4,00         | 4,00  | 4,00  | 4,00  | 4,00  | 4,00   | 4,00  | 4,00  | 2,36   | 1,86   | 2,33   | 4,00  |
| F                              | 2,09           | 1,73   | -     | 1,81  | 1,71  | 0,97   | 1,65   | 1,76  | 1,02  | 1,33  | -     | -            | -     | -     | -     | -     | -      | -     | -     | 1,64   | 2,14   | 1,67   | -     |
| Сумма                          | 31,67          | 31,55  | 31,76 | 31,55 | 31,51 | 31,37  | 30,22  | 31,74 | 31,78 | 31,67 | 31,54 | 32,70        | 32,68 | 32,35 | 32,31 | 32,41 | 32,32  | 32,07 | 32,46 | 32,26  | 32,34  | 32,37  | 32,31 |

Прочерком обозначены содержания ниже пределов обнаружения.

Таблица 3.15. Представительные анализы кальцита и доломита из основной массы щелочных ультраосновных пород третьей фазы Чуктуконского массива (мас.%)

|       | Кальцит |       |       |       |       |       |       |       |       |       | Доломит |       |       |       |       |       |
|-------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|
|       | 1       | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     | 9     | 10    | 1       | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     |
| FeO   | 0,86    | -     | 0,41  | -     | 0,27  |       | 0,31  | -     | 0,37  | 0,31  | 6,59    | 4,95  | 8,16  | 4,79  | 4,1   | 6,47  |
| MnO   | -       | -     | -     | -     | -     | -     | -     | -     | 0,25  | 0,18  | 1,54    | 0,89  | 0,32  | 0,26  | 0,39  | 0,3   |
| MgO   | -       | -     | 2,04  | -     | -     | -     | -     | -     | -     | -     | 14,71   | 17,74 | 14,64 | 18,41 | 19,07 | 18,08 |
| CaO   | 51,46   | 52,36 | 47,59 | 52,04 | 49,42 | 51,35 | 52,99 | 51,97 | 53,1  | 53,45 | 30,04   | 28,11 | 29,58 | 27,84 | 28,35 | 27,61 |
| SrO   | -       | -     | -     | -     | 3,82  | 0,85  | 0,43  | 0,99  | -     | -     | 0,47    | 0,35  | -     | 0,83  | 0,41  | 0,27  |
| Сумма | 51,46   | 52,36 | 52,1  | 52,04 | 53,81 | 52,54 | 53,72 | 52,96 | 53,72 | 53,94 | 53,35   | 52,04 | 52,7  | 52,13 | 52,32 | 52,73 |

Прочерком обозначены содержания ниже пределов обнаружения.

Таблица 3.16. Представительные анализы апатита из основной массы щелочных ультраосновных пород третьей фазы Чуктуконского массива (мас.%)

|                                | 1      | 2     | 3     | 4      | 5     | 6     |
|--------------------------------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 0,41   | -     | 0,41  | 0,36   | -     | 0,41  |
| FeO                            | -      | -     | 0,32  | -      | 0,59  | 0,32  |
| CaO                            | 51,49  | 52,47 | 49,01 | 51,42  | 47,52 | 49,01 |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,49   | 0,35  | 0,78  | 0,38   | 0,77  | 0,78  |
| SrO                            | 2,70   | -     | 1,92  | 2,38   | 4,88  | 1,92  |
| Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,91   | -     | 1,44  | 0,84   | 1,82  | 1,44  |
| La <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,55   | -     | 0,80  | 0,57   | 0,96  | 0,80  |
| Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | -      | -     | 0,42  | -      | -     | 0,42  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 41,73  | 41,59 | 40,70 | 42,32  | 40,19 | 40,70 |
| F                              | 4,92   | 4,27  | 4,80  | 4,77   | 4,18  | 4,80  |
| O=F                            | 2,07   | 1,79  | 2,02  | 2,00   | 1,76  | 2,02  |
| Сумма                          | 101,13 | 97,89 | 98,58 | 101,04 | 99,15 | 98,58 |

Прочерком обозначены содержания ниже пределов обнаружения

Таблица 3.17. Представительные анализы калиевого полевого шпата из основной массы щелочных ультраосновных пород третьей фазы Чуктуконского массива (мас.%)

|                                | 1     | 2     | 3      | 4      | 5     | 6     | 7     |
|--------------------------------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 64,05 | 63,97 | 65,02  | 65,7   | 64,03 | 64,76 | 64,16 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17,86 | 18,21 | 17,86  | 18,01  | 18,33 | 18,35 | 18,54 |
| FeO                            | 0,59  | 0,49  | 0,66   | 0,31   | 0,36  | -     | -     |
| MgO                            | 0,88  | 0,65  | 0,85   | -      | -     | -     | -     |
| CaO                            | -     | 0,24  | 0,21   | -      | -     | -     | -     |
| BaO                            | -     | -     | -      | -      | 0,61  | 0,35  | 0,87  |
| Na <sub>2</sub> O              | -     | -     | -      | -      | 0,53  | 0,57  | 0,63  |
| K <sub>2</sub> O               | 15,88 | 16,01 | 16,17  | 16,05  | 15,49 | 15,36 | 15,55 |
| Total                          | 99,81 | 99,56 | 100,75 | 100,06 | 99,35 | 99,38 | 99,75 |

Прочерком обозначены содержания ниже пределов обнаружения



Таблица 3.18. Представительные анализы пироксенов из щелочных ультраосновных пород третьей фазы Чуктуконского массива (мас.%)

|                                | 1     | 2     | 3     |
|--------------------------------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | -     | 0,49  | -     |
| TiO <sub>2</sub>               | 3,77  | 2,84  | 3,32  |
| Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 67,89 | 69,17 | 68,59 |
| CaO                            | 16,9  | 15,92 | 15,18 |
| FeO                            | 0,27  | 0,27  | -     |
| SrO                            | -     | 0,35  | 1,1   |
| Na <sub>2</sub> O              | 7,14  | 7,64  | 7,99  |
| F                              | 5,6   | 5,68  | 6,01  |
| O=F                            | 2,35  | 2,39  | 2,52  |
| Сумма                          | 99,22 | 99,97 | 99,67 |

Прочерком обозначены содержания ниже пределов обнаружения.

Таблица 3.19. Представительные анализы баритов из щелочных ультраосновных пород третьей фазы Чуктуконского массива (мас.%)

|                 | 1      | 2     | 3      | 4      | 5     | 6      | 7      |
|-----------------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|
| FeO             | -      | -     | 0,5    | 0,55   | -     | -      | -      |
| CaO             | 0,5    | -     | 1,6    | 0,98   | 0,97  | 1,68   | 1,12   |
| BaO             | 65,54  | 65,18 | 64,67  | 64,77  | 64,32 | 65,08  | 65,56  |
| SrO             | 0,37   | -     | -      | 0,35   | 0,71  | -      | -      |
| SO <sub>3</sub> | 34,76  | 33,99 | 34,46  | 34,06  | 33,66 | 33,86  | 33,99  |
| Сумма           | 101,17 | 99,17 | 101,23 | 100,72 | 99,66 | 100,62 | 100,67 |

Прочерком обозначены содержания ниже пределов обнаружения.

### 3.4. Типизация щелочных силикатных пород.

Как уже говорилось в главе 2, среди пород первой фазы внедрения на Чадобецком поднятии исследователями были описаны слюдяные пикриты, слюдяно-карбонатные пикриты, оливиновые мелилититы и близкие к ним мелилититовые пикриты, альнеиты (лампрофиры), пикрит-карбонатиты (Лапин, Пятенко, 1992; Лапин, 2001; Лапин, Лисицын, 2004; Цыкина, 2004). Согласно петрографическим и минералогическим данным, изученные породы содержат вкрапленники оливина, нацело замещенные серпентином и кварцем. Основная масса по большей части состоит из минералов группы хлорита и каолинита, которые могут являться продуктом переработки первичного мелилитита и стекла.

Породы третьей фазы внедрения макроскопически, по структурно-текстурным особенностям, форме залегания и минеральному составу, имеют сходство с кимберлитами 2-го типа (оранжеитами). Тем не менее, отнесение их к оранжеитам проблематично, что также отмечено другими исследователями (Лапин, Пятенко, 1992): гранат в изученных образцах соответствует гроссуляр-андрадиту, но не пиропу, породы недосыщены кремнеземом (14-16 мас.%  $\text{SiO}_2$ ) и содержат высокое количество калиевого полевого шпата в основной массе.

На бинарных диаграммах  $\text{FeO-Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$  (рис. 3.4) вариации составов слюд лежат в области айликитового либо лампроитового тренда, нежели чем кимберлитового. Состав минералов группы шпинели и магнетита соответствует «титаномагнетитовому тренду», типичного для лампроитов и оранжеитов (Mitchell, 1986) и характеризуется повышенным  $\text{Cr}\#$  - более 70 (рис. 3.5).

В систематике изверженных пород, разработанной Международным обществом геологических наук (IUGS) (Le Maitre et al., 2002), отсутствует механизм классификации широкого семейства лампрофиров (Tarpe et al., 2005). Некоторые члены этого семейства (например, альнеит и пользенит) упоминались в более ранней версии этой систематики (Streckeisen, 1978; Le Maitre, 1989), но другие игнорировались с самого начала (например, айликиты и дамтьерниты). В актуальной версии систематики структуризация семейства до конкретных членов вовсе отсутствует, и общего решения комитетом Международного общества геологических наук, равно и как в мировом сообществе ученых в области наук о Земле, по этому вопросу не принято до сих пор.

Трудности, вытекающие из этой проблемы, выражаются в том, что термин лампрофир используется как собирательный термин для щелочных пород от меланократовых до голомеланократовых, недосыщенных кремнеземом с существенным количеством

водосодержащих фенокристов (Foley et al., 2002; Coulson et al., 2003; Riley et al., 2003; Upton et al., 2003; Tappe et al., 2004). Также, многие неравномернозернистые оливин-флогопитовые ультраосновные породы проявляют высокую степень сродства, но не полностью удовлетворяют критериям отнесения их к кимберлитам, оранжеитам или лампроитам (Mitchell, 1986; Tappe, 2005) и поэтому ошибочно классифицируются как «слюдяные перидотиты». Помимо этого, существует тесная связь и даже переход между ультраосновными лампрофирами и карбонатитами в рифтовых обстановках, что сильно отличает эти породы от схожих кимберлитов, оранжеитов и оливиновых лампроитов и указывает на важные отличия в их происхождении. Рок (Rock, 1986) выдвинул существенные химические и минералогические критерии выделения лампрофиров в отдельную группу пород, однако они так и не были приняты (Woolley et al., 1996).

Поэтому, для преодоления этих сложностей и для корректного определения разновидностей лампрофиров среди других оливин- и флогопит-содержащих щелочных пород и включения их в систему классификации Международного сообщества геологических наук, Таппэ С. с соавторами (Tappe et al., 2005) была предложена классификационная схема на основе критериев Рока (Rock, 1986, 1987), расширенная Каргиным А.В. и др. (2017) (рис. 6.1) с учетом модального минерального состава и химических особенностей породообразующих и акцессорных минералов, рекомендаций петрографического кодекса РФ (Петрографический кодекс., 2009), классификации магматических пород Международного общества геологических наук (IUGS) (Le Maitre et al., 2002) и классификационных схем для щелочно-ультраосновных пород (Woolley et al., 1996; Mitchell, 1995).

Предлагается использовать термины «айликит» и «дамтьернит» для определения разновидностей этих пород. Согласно Таппэ с соавторами (Tappe et al., 2005), айликитами следует называть обогащенные карбонатом лампрофиры, имеющие во вкрапленниках оливин и флогопит, погруженные в основную массу, сложенную оливином, флогопитом, магматическим карбонатом, шпинелью, ильменитом, брукитом, перовскитом, апатитом и обогащённым титаном гранатом. Дамтьерниты же – обогащённые фельдшпатоидами и/или полевыми шпатами породы, имеющие во вкрапленниках оливин, клинопироксен, флогопит, погруженные в основную массу с флогопит-биотитом, клинопироксеном, шпинелью, брукитом, ильменитом, перовскитом, обогащенным титаном гранатом, титанитом, апатитом, магматическим карбонатом, а также в подчиненном количестве нефелином.

В виду вышеперечисленных неоднозначностей в определении принадлежности щелочных ультраосновных пород Чуктуконского массива необходимо воспользоваться

предложенной схемой (рис. 3.17). Эти породы содержат магматические карбонаты, но они не являются главными породообразующими минералами. В основном породы сложены слюдами, рудными и акцессорными минералами и фенокристами оливина(?) и флогопита, поэтому классификация карбонатитов и лампроитов к ним неприменима.

К альнеитам эти породы не позволяет отнести состав основной массы: слюда имеет переменный флогопит-тетраферрифлогопит-биотитовый состав (рис. 3.2), отсутствует мелилитит. Причем в породах третьей фазы внедрения присутствует калиевый полевой шпат, что является решающим критерием для отнесения этих пород к дамтьернитам. В породах первой фазы внедрения полевые шпаты не обнаружены, тренд составов шпинелей соответствует титаномагнетитовому и  $Cr\# < 0,85$  что позволяет их классифицировать как айликиты.

$Cr\#$  шпинелей  $< 0,85$  и незначительное обогащение слюды титаном не позволяют классифицировать эти породы как оранжеиты или кимберлиты. Таким образом, изученные образцы щелочных ультраосновных силикатных пород первой и третьей фаз внедрения Чуктуконского массива следует классифицировать как айликиты и дамтьерниты, либо относить к дамтьернит-айликитовому ряду.

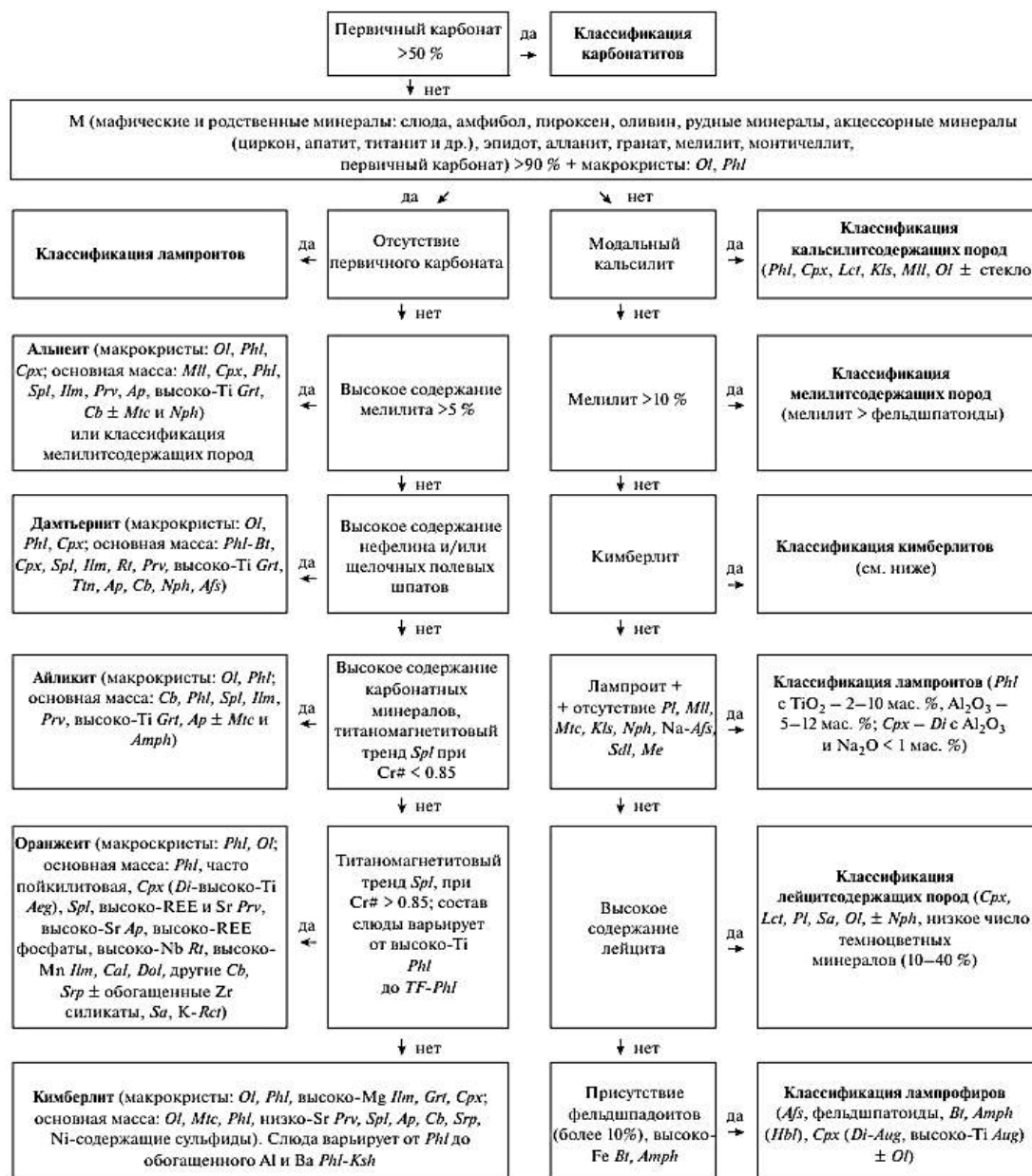


Рисунок 3.17. Классификационная схема щелочно-ультраосновных пород, составленная Каргиным и др. (2017) с учетом классификаций Mitchell, 1995; Woolley et al., 1996; Le Maitre et al., 2002; Tarpe et al., 2005.  $Cr\# = Cr/(Cr + Al)$ , атомные количества; титаномагнетитовый тренд *Spl*, согласно Mitchell, 1986. Макрокристы – крупные кристаллы (более 0,5 мм) различного происхождения (ксенокристы, мегакристы), но весьма типичные для той или иной породы. Обозначения минералов, согласно Whitney, Evans (2010): *Aeg* – эгирин, *Afs* – щелочной полевой шпат, *Amph* – амфибол, *Ap* – апатит, *Aug* – авгит, *Bt* – биотит, *Cal* – кальцит, *Cb* – карбонат, *Cpx* – клинопироксен, *Di* – диопсид, *Dol* – доломит, *Grt* – гранат, *Hbl* – роговая обманка, *Ilm* – ильменит, *Kls* – кальсилит, *Ksh* – киношитолизит, *Lct* – лейцит, *Mag* – магнетит, *Mll* – мелилит, *Mtc* – монтичеллит, *Nph* – нефелин, *Ol* – оливин, *Phl* – флогопит, *Pl* – плагиоклаз, *Prv* – перовскит, *Rct* – рихтерит, *Rt* – брукит, *Sa* – санидин, *Sdl* – содалит, *Spl* – шпинель, *Srp* – серпентин, *TF-Phl* – тетраферрифлогопит, *Ttn* – титанит. Термины альнеит, дамтьернит, айликит приведены согласно Tarpe et al., 2005.

### 3.4. Кора выветривания

Большая часть интрузивных образований Чадобецкого поднятия скрыта под рыхлыми аллювиальными отложениями или щебнисто-глинистыми и глинистыми бокситоносными корами выветривания, мощность которых по данным бурения составляет от 5 до 60 м, а в пределах Чуктуконского выступа иногда достигает 480 м (Юркин и др., 1964; Скляр, 1971; Ковригина, 1984; Анучин, Лисицын, 1992; Кириченко и др., 2012).

Кора выветривания по щелочным ультраосновным породам достигает мощности 200 м, отличается повышенным содержанием гетита, наличием нонтронита, лейкоксенизированного перовскита, флогопита и имеет зеленоватую и бурю окраску (Цыкина, 2004). По вертикальному строению разделяются на зоны дезинтеграции, выщелачивания и гидратации, гидролиза и конечного гидролиза. Породы зоны дезинтеграции интенсивно трещиноватые, с реликтовой порфировой структурой, мощность зоны 6-8 м. Зона выщелачивания и гидратации представлена рыхлой зеленовато-бурой массой, часто гидрослюдистой, с сохранением текстурно-структурных особенностей материнских пород. В этой зоне первичные минералы активно замещаются гидрослюдой. Мощность зоны 12-20 м. Зона гидролиза сложена песчано-глинистым материалом зеленоватых, серых и бурых оттенков и имеет мощность 60-110 м. Образования характеризуются частыми структурными признаками первичных пород, повышенным содержанием гидроксидов железа и марганца, гетита, каолинита, крупными выделениями гидратированного флогопита. Зона конечного гидролиза имеет мощность 10-15 м, представлена железисто-каолинитовыми глинистыми образованиями бурого цвета, состоящими из гидроксидов железа и марганца, каолинита, редкого гиббсита.

Мощность коры выветривания по карбонатитам достигает 480 м. В её строении выделяют зоны бурых железняков и охр, выщелачивания и гидрогенной цементации и зону дезинтеграции (Цыкина, 2004). До глубин 40-150 м от поверхности профиль выветривания представлен ферритной зоной, сложенной бурыми железняками и охрами, состоящими из тонкодисперсных оксидов и гидроксидов железа и марганца. Бурые железняки слагают около 14% материала коры выветривания карбонатитов. Они окрашены в красноватые и бурые оттенки, имеют кусковато-желваковое строение размерами желваков от первых мм до 10-15 см. Породы часто кавернозные, нередко обладают струевидной полосчатостью, содержат вкрапленность вторичного пирохлора. Охры – рыхлые, сыпучие, бесструктурные образования желтых, бурых и черных оттенков, мощностью 30-60, а иногда и 100 м. Охры составляют около 42% материала кор выветривания карбонатитов. Строение средней части

профиля выветривания осложняется интенсивными процессами вторичного переотложения и концентрирования вещества из верхней части профиля. Наиболее существенными из таких процессов являются переотложение карбонат-фторапатита, окварцевание и образование вторичного барита. Зона дезинтеграции сложена охристо-щебнистыми образованиями, мощность которых может превышать 260 м. Породы этой зоны представлены выветрелыми карбонатами бурого цвета, от мелкозернистых до среднезернистых, выветрелых до состояния щебня или выщелоченных с образованием остаточных рыхлых мучнистых продуктов, мощность которых может достигать первых метров.

В исследованной автором коллекции образцы коры выветривания относятся к зоне бурых железняков и охр и зоне выщелачивания и цементации карбонатитов. Образцы зоны бурых железняков и охр имеют рыжевато-ярко красный цвет, желвачную, вкрапленную структуру и пятнистую текстуру. Во вкрапленниках находятся вторичные зернистые конкреции гетитового либо флоренсит-гетитового состава. Основная масса в зоне выщелачивания представлена сливным каолинит-гетитовым агрегатом (рис. 3.15 ж, з), в которой находятся мелкие редкие вкрапленники монацита-(Ce), рутила, обломки циркона.

Гетитовые вкрапленники содержат примесь  $Nb_2O_5$  (в среднем 1,5 вес. %),  $Al_2O_3$  (до 1,7 вес. %) и  $SiO_2$  (до 1,6 вес. %) (табл. 3.13, рис. 3.15 ж, з). Гетит из основной массы содержит большее количество примесей:  $Nb_2O_3$  (до 4,3 вес. %, 1,8 вес. % в среднем),  $Al_2O_3$  (до 7 вес. %),  $TiO_2$  (до 5,5 вес. %) и  $P_2O_5$  (до 3,9 вес. %).

Каолинит имеет состав близкий к теоретическому, содержит примесь железа и калия (до 3,6 мас.% FeO и  $K_2O$ ) (табл. 3.20). Брукит(?) встречается в виде обломков угловатой формы размером до 0,05 мм, характеризуется наличием повышенных количеств FeO (до 6 мас.%), примеси  $Nb_2O_5$  (до 1 мас.%) и  $V_2O_3$  (до 0,4 мас.%) (табл. 3.20). Монацит встречается в виде редких мелких угловатых зерен, размером до 30 микрон, содержит примесь тория, железа (табл. 3.21, рис. 3.15 к). Черчит-(Y) обогащён железом и тяжелыми РЗЭ (табл. 3.21). Циркон находится в основной массе в виде обломков около 0,02 мм и имеет близкий к идеальному состав (табл. 3.20, рис. 3.15 л).

Образцы зоны выщелачивания и цементации имеют пятнисто-полосчатую текстуру с чередованием сливного агрегата гетита и скрытозернистых примазок монацита-(Ce), характеризующегося содержанием  $ThO_2$  до 0,5 вес.% (рис. 3.15 и, к). В породе присутствуют прожилки (до первых мм) гидроксидов марганца, содержащих барий. В составе гетита присутствует примесь ниобия (до 4 вес. %  $Nb_2O_5$ ), ванадия, титана (табл. 3.13).

Таблица 3.20. Представительные анализы каолинита и брукита из зоны бурых железняков и охр Чуктуконского массива (мас.%).

|                                | Каолинит |       |       |       |       | Брукит |        | Циркон |
|--------------------------------|----------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|
|                                |          |       |       |       |       |        |        |        |
| SiO <sub>2</sub>               | 46,66    | 42,49 | 44,35 | 45,74 | 48,99 | 0,75   | -      | 32     |
| TiO <sub>2</sub>               | -        | -     | -     | -     | 0,35  | 91,46  | 99,13  | -      |
| ZrO <sub>2</sub>               | -        | -     | -     | -     | -     | -      | -      | 67,43  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 39,7     | 36,22 | 38,34 | 40,4  | 39,55 | 1,61   | 0,47   | -      |
| MgO                            | -        | -     | -     | -     | 0,53  | -      | -      | -      |
| FeO                            | 1,85     | -     | 3,6   | 1,4   | 1,93  | 5,25   | -      | -      |
| MnO                            | -        | 3,68  | -     | -     | -     | -      | -      | -      |
| Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | -        | -     | -     | -     | -     | -      | 0,83   | -      |
| V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | -        | -     | -     | -     | -     | -      | 0,37   | -      |
| K <sub>2</sub> O               | 0,13     | -     | -     | -     | 3,59  | -      | -      | -      |
| Сумма                          | 88,34    | 82,39 | 86,29 | 87,54 | 94,94 | 99,84  | 100,84 | 99,43  |

Таблица 3.21. Представительные анализы монацита-(Ce) и черчита-(Y) из зоны бурых железняков и охр Чуктуконского массива (мас.%).

|                                | Монацит-(Ce) | Черчит-(Y) |       |       |       |       |
|--------------------------------|--------------|------------|-------|-------|-------|-------|
|                                |              |            |       |       |       |       |
| SiO <sub>2</sub>               | -            | 3,12       | 3,19  | -     | 2,76  | 2,63  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | -            | -          | 0,94  | -     | 1,04  | 1,23  |
| FeO                            | 1,58         | 5,03       | 3,86  | 4,16  | 12,34 | 13,48 |
| CaO                            | 0,94         | 1,61       | 1,9   | 1,6   | 1,48  | 1,26  |
| BaO                            | -            | 0,59       | -     | -     | -     | -     |
| Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | -            | 37,86      | 39,69 | 39,17 | 32,8  | 40,16 |
| La <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 20,04        | -          | -     | -     | -     | -     |
| Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 32,29        | -          | -     | 1,18  | -     | 0,55  |
| Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,55         | -          | -     | -     | -     | -     |
| Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 8,03         | -          | 0,51  | -     | -     | -     |
| Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,07         | -          | -     | -     | -     | -     |
| Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | -            | 1,4        | 1,4   | 2,58  | 0,9   | -     |
| Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | -            | 2,76       | 2,36  | 2,72  | 2,16  | 1,2   |
| Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | -            | 1,92       | 1,77  | 3,26  | -     | 1,04  |
| ThO <sub>2</sub>               | 4,73         | -          | -     | -     | -     | -     |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 29,35        | 30,77      | 32,01 | 31,83 | 26,19 | 29,86 |
| F                              | -            | 1,19       | 1,66  | 2,31  | -     | -     |
| Сумма                          | 100,58       | 86,26      | 89,29 | 88,8  | 79,67 | 91,89 |



## Глава 4. Геохронология

Время образования айликитов было оценено по 12 определениям значений отношений  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  и  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  в перовските, которые были нанесены на диаграмму Тера-Вассербурга (рис. 4.1). Нижнее пересечение с конкордией соответствует возрасту  $253 \pm 13$  млн лет. При этом средневзвешенное значение возраста по 12 точкам составляет  $252 \pm 12$  млн лет.

Определенный  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возрастной спектр риппита из карбонатитов состоит из 9 ступеней, полученных в интервале температур от 500 до  $1130^\circ\text{C}$  (табл. 4.2). В спектре минерала выделяется плато по 7 ступеням с возрастом  $231,1 \pm 2,7$  млн лет (рис. 4.2), характеризующееся 97% выделенного  $^{39}\text{Ar}$ .

Возраст внедрения дамтърнитов оценен по датировке кристаллов циркона по 6 измеренным отношениям  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  (табл. 4.3, рис. 4.3). Средневзвешенное значение возраста по ним соответствует возрасту  $256,7 \pm 1,1$  млн лет.

Все проанализированные зерна монацита из коры выветривания имеют нарушенную U-Pb систему. Монацит характеризуется высокими содержаниями нерадиогенного свинца (табл. 4.4). Минимальный возраст кристаллизации, определенный по нижнему пересечению дискордии с конкордией в координатах Тера-Вассербурга, соответствует  $96 \pm 26$  млн лет (рис. 4.4). Скорректированный на измеренный обыкновенный Pb возраст по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  составляет  $102,6 \pm 2,9$  млн лет.

Таблица 4.1. Результаты U-Pb исследований перовскитов из айликитов

Чуктуконского массива.

| Точка | $^{206}\text{Pb}_c$ , % | U, ppm | Th, ppm | $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ | $^{206}\text{Pb}^*$ , ppm | (1)<br>Возраст<br>$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | Всего<br>$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$<br>b | ± % | Всего<br>$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$<br>b | ± % |
|-------|-------------------------|--------|---------|----------------------------------|---------------------------|--|--|-----|---|-----|
| 1     | 17,23                   | 13     | 463     | 36,66                            | 0,526                     | 246 11   | 21,30  | 4,0 | 0,1890  | 7,2 |
| 2     | 42,90                   | 15     | 370     | 25,32                            | 0,991                     | 275 14   | 13,08  | 3,8 | 0,3960  | 3,3 |
| 3     | 27,09                   | 14     | 432     | 31,92                            | 0,643                     | 247 12   | 18,65  | 4,6 | 0,2680  | 4,3 |
| 4     | 22,09                   | 14     | 479     | 36,58                            | 0,541                     | 229 8  | 21,50  | 3,1 | 0,2275  | 3,3 |
| 5     | 21,60                   | 15     | 343     | 24,08                            | 0,73                      | 285 12   | 17,34  | 4,0 | 0,2250  | 4,7 |
| 6     | 25,80                   | 13     | 338     | 27,23                            | 0,529                     | 225 10   | 20,85  | 4,1 | 0,2570  | 4,7 |
| 7     | 20,86                   | 13     | 458     | 36,73                            | 0,574                     | 259 13   | 19,29  | 4,7 | 0,2190  | 4,9 |
| 8     | 23,74                   | 14     | 447     | 31,96                            | 0,696                     | 270 20   | 17,80  | 7,4 | 0,2420  | 4,7 |
| 9     | 17,89                   | 13     | 534     | 43,13                            | 0,527                     | 249 10   | 20,86  | 3,9 | 0,1945  | 4,2 |
| 10    | 18,76                   | 12     | 481     | 41,02                            | 0,539                     | 266 12   | 19,30  | 4,1 | 0,2019  | 4,9 |
| 11    | 23,81                   | 14     | 474     | 35,39                            | 0,646                     | 261 12   | 18,42  | 4,1 | 0,2420  | 5,4 |
| 12    | 24,27                   | 14     | 406     | 29,43                            | 0,692                     | 270 12   | 17,69  | 4,1 | 0,2460  | 5,0 |

Примечание. Ошибки приведены на уровне  $1\sigma$ ;  $\text{Pb}_c$  и  $\text{Pb}^*$  - нерадиоогенный и радиоогенный свинец соответственно. Погрешность калибровки стандартов составляла  $\pm 0,45\%$  (не включена в данные по погрешностям измеренных зерен и построения с конкордией).

(1) - Коррекция на нерадиоогенный свинец вносилась по соответствию  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  возрастов.

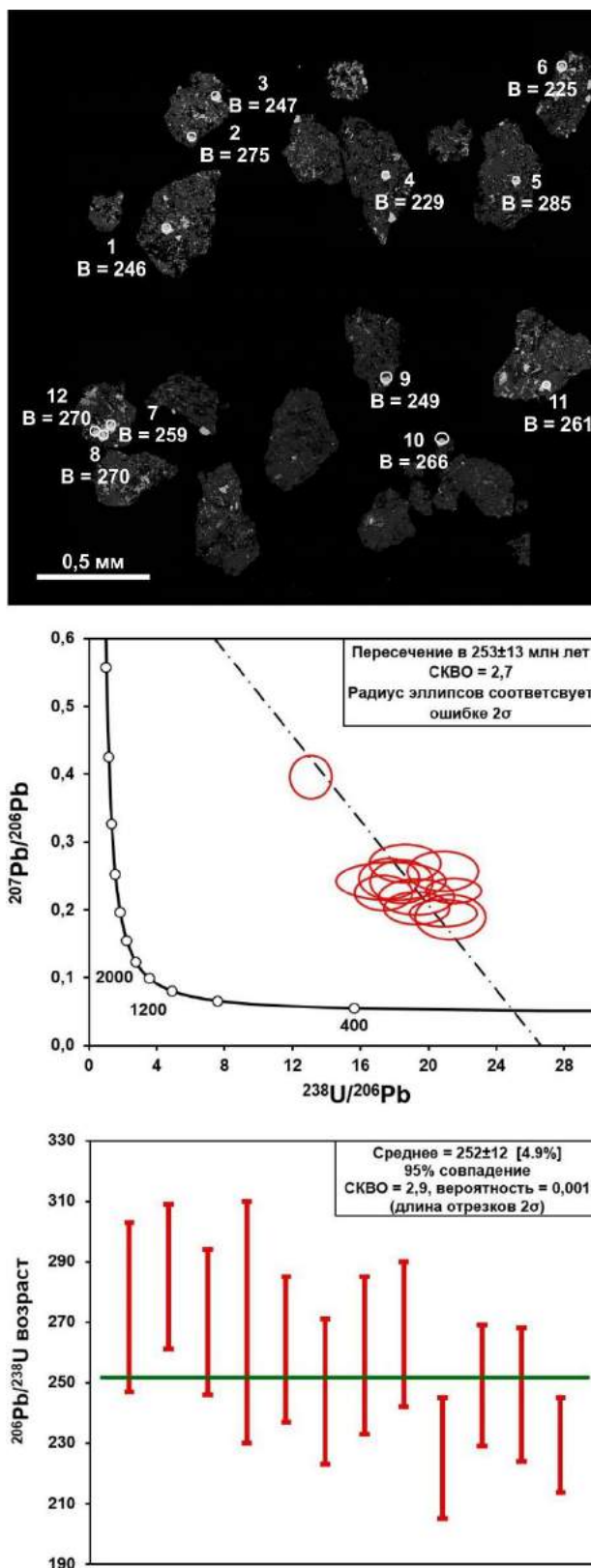


Рисунок 4.1. График конкордии в координатах Тера-Вассербурга с нанесенными нескорректированными на обыкновенный свинец отношениями  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  и  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  в перовскитах из айликитов (вверху) и диаграмма, отражающая средне по этим определениям (внизу).

Таблица 4.2. Результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  исследований риппита из карбонатита Чуктуконского массива.

| Температура, °C | Возраст, млн. лет. |               | $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ |               | $^{38}\text{Ar} \cdot 10^3 / ^{39}\text{Ar}$ |               | $^{37}\text{Ar} \cdot 10^3 / ^{39}\text{Ar}$ |               | $^{36}\text{Ar} \cdot 10^3 / ^{39}\text{Ar}$ |               | (1)<br>Накопленный $^{39}\text{Ar}$ , % |
|-----------------|--------------------|---------------|---------------------------------|---------------|--|---------------|--|---------------|--|---------------|---|
|                 |                    | $\pm 1\sigma$ |                                 | $\pm 1\sigma$ |  | $\pm 1\sigma$ |  | $\pm 1\sigma$ |  | $\pm 1\sigma$ |   |
| 500             | 313,0              | 5,6           | 53,23                           | 0,11          | 26,88  | 3,13          | 32,03  | 200,54        | 46,76  | 1,96          | 0,50                                    |
| 600             | 310,2              | 4,4           | 40,95                           | 0,05          | 16,75  | 1,49          | 63,06  | 130,67        | 6,49   | 1,19          | 1,47                                    |
| 750             | 227,7              | 2,8           | 28,75                           | 0,01          | 16,19  | 0,09          | 100,85                                       | 15,03         | 2,60   | 0,38          | 6,78                                    |
| 900             | 230,0              | 2,7           | 28,85                           | 0,00          | 15,09  | 0,07          | 23,18  | 1,28          | 1,90   | 0,11          | 24,60                                   |
| 950             | 231,4              | 2,8           | 29,06                           | 0,01          | 15,88  | 0,13          | 27,56  | 9,86          | 1,99   | 0,29          | 34,42                                   |
| 1000            | 231,4              | 2,7           | 29,01                           | 0,00          | 16,02  | 0,09          | 49,65  | 3,20          | 1,85   | 0,15          | 48,72                                   |
| 1050            | 230,8              | 2,7           | 29,11                           | 0,00          | 15,39  | 0,06          | 4,85   | 5,15          | 2,44   | 0,13          | 72,32                                   |
| 1090            | 233,8              | 2,8           | 29,74                           | 0,01          | 16,14  | 0,09          | 50,86  | 5,77          | 3,22   | 0,15          | 85,31                                   |
| 1130            | 232,5              | 2,7           | 29,96                           | 0,00          | 15,98  | 0,06          | 25,39  | 5,16          | 4,57   | 0,14          | 100,00                                  |

Примечание: длительность процедуры облучения с выдерживанием периода полураспада составила  $55 \pm 6$  дней, поток -  $J = (480,7 \pm 6) \cdot 10^5$ , интегральный возраст –  $232,48 \pm 27,2$  млн. лет. (1) – Накопленный  $^{39}\text{Ar}$ , высвободившийся при прокаливании.

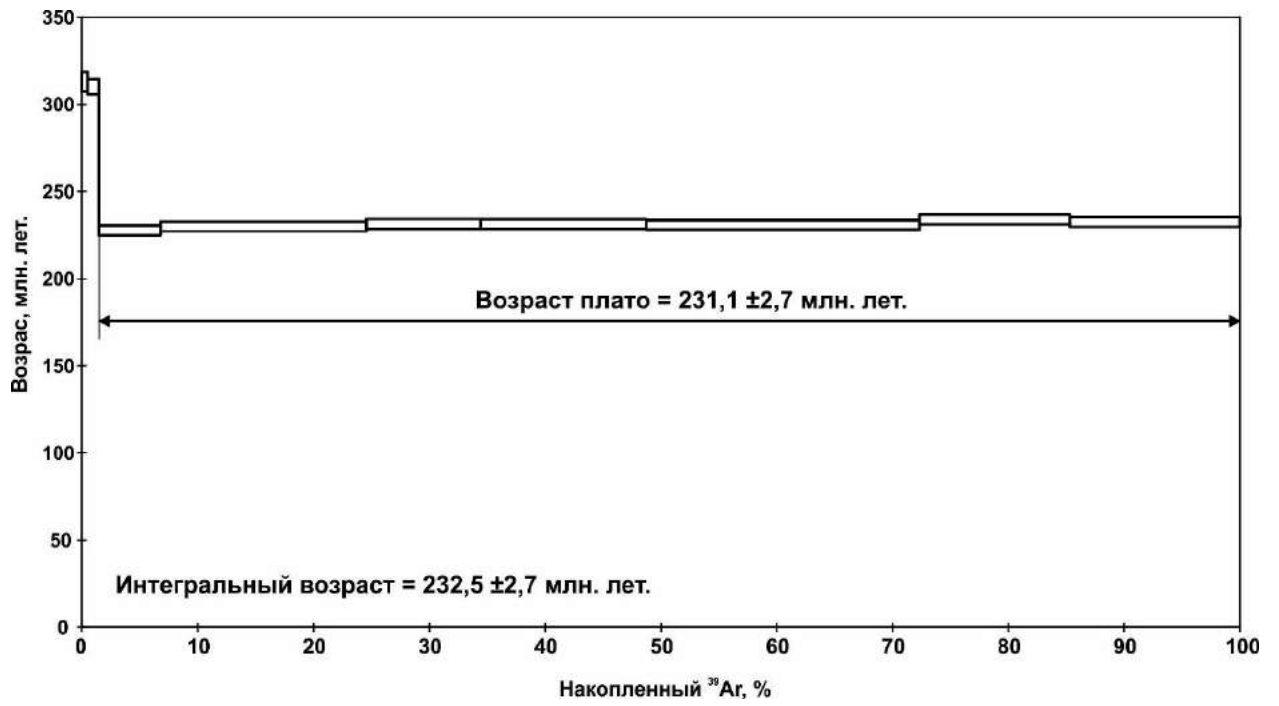


Рисунок 4.2. Возрастной  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  спектр для риппита из карбонатита Чуктуконского массива.

Таблица 4.3. Результаты U-Pb исследований цирконов из дамтьернитов третьей фазы Чуктуконского массива.

| Точка | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $\pm 1 \sigma$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $\pm 1 \sigma$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $\pm 1 \sigma$ | $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ | $\pm 1 \sigma$ |
|-------|-----------------------------------|----------------|----------------------------------|----------------|----------------------------------|----------------|-----------------------------------|----------------|
| 1     | 251                               | 24             | 252,0                            | 2              | 253                              | 1              | 252                               | 4              |
| 2     | 254                               | 37             | 253,0                            | 3              | 253                              | 2              | 258                               | 4              |
| 3     | 247                               | 52             | 254,0                            | 5              | 255                              | 2              | 258                               | 5              |
| 4     | 259                               | 37             | 257,0                            | 3              | 257                              | 2              | 270                               | 5              |
| 5     | 282                               | 41             | 261,0                            | 4              | 259                              | 2              | 259                               | 4              |
| 6     | 250                               | 27             | 261,0                            | 2              | 262                              | 1              | 263                               | 5              |

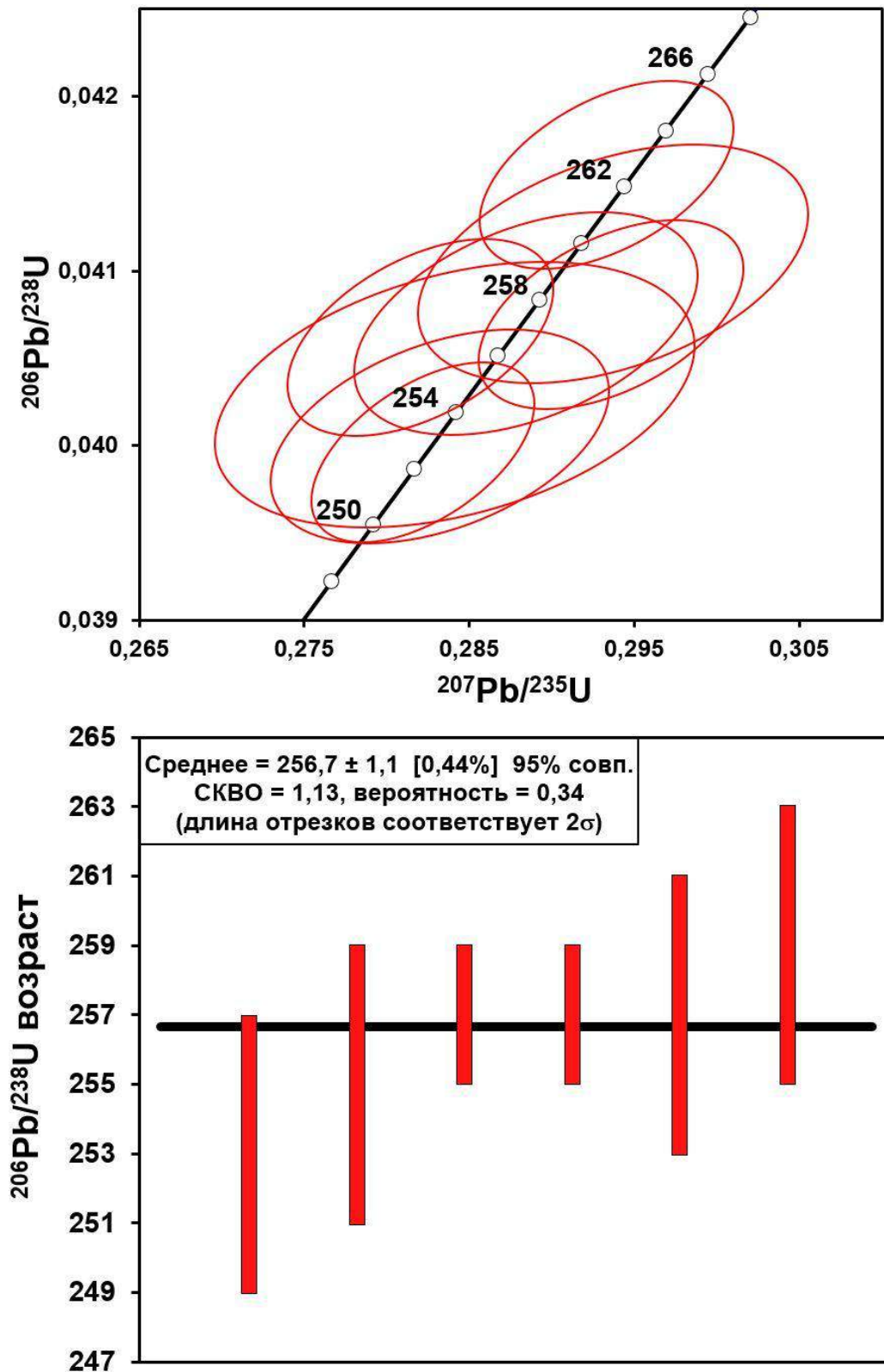


Рисунок 4.4. Значения отношений  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  в цирконах из дамтьеритов, нанесенные на график конкордии (вверху) и диаграмма, отражающая среднее по этим определениям (внизу).

Таблица 4.3. Результаты U-Pb исследований монацитов из коры выветривания по карбонатам Чуктуконского массива.

| Точка | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm\%$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm\%$ | Возраст,<br>млн. лет<br>$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm\%$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm\%$ | (1)<br>Возраст,<br>млн. лет<br>$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ | (1)<br>$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U} \pm\%$ | (1)<br>$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} \pm\%$ |
|-------|--|---|--|--|--|---|---|---|
| 1     | 0,0516 0,0016                          | 0,6032 0,0007                           | 325 ±11  | 4,2954 0,17                            | 0,0516 0,0016                          | 98 ±13  | 0,1125 0,1712                                   | 0,0153 0,0010                                   |
| 2     | 0,0550 0,0023                          | 0,6062 0,0005                           | 345 ±24  | 4,5941 0,19                            | 0,0550 0,0023                          | 98 ±13  | 0,0397 0,1872                                   | 0,0154 0,0009                                   |
| 3     | 0,0560 0,0019                          | 0,6256 0,0008                           | 352 ±14  | 4,8340 0,18                            | 0,0560 0,0019                          | 96 ±13  | 0,1003 0,1801                                   | 0,0150 0,0009                                   |
| 4     | 0,0569 0,0020                          | 0,6034 0,0003                           | 357 ±16  | 4,7342 0,17                            | 0,0569 0,0020                          | 103 ±12   | 0,0375 0,1749                                   | 0,0161 0,0009                                   |
| 5     | 0,0588 0,0021                          | 0,6296 0,0007                           | 369 ±17  | 5,1079 0,20                            | 0,0588 0,0021                          | 97 ±13  | 0,0767 0,1990                                   | 0,0152 0,0009                                   |
| 6     | 0,0592 0,0021                          | 0,6129 0,0007                           | 371 ±17  | 5,0049 0,22                            | 0,0592 0,0021                          | 105 ±12   | 0,0850 0,2209                                   | 0,0164 0,0009                                   |
| 7     | 0,0603 0,0020                          | 0,6264 0,0009                           | 378 ±15  | 5,2124 0,20                            | 0,0603 0,0020                          | 99 ±13  | 0,0405 0,1957                                   | 0,0154 0,0009                                   |
| 8     | 0,0608 0,0022                          | 0,6248 0,0008                           | 381 ±19  | 5,2418 0,23                            | 0,0608 0,0022                          | 103 ±10   | 0,1022 0,2291                                   | 0,0161 0,0008                                   |
| 9     | 0,0620 0,0022                          | 0,6169 0,0005                           | 388 ±17  | 5,2743 0,20                            | 0,0620 0,0022                          | 110 ±17   | 0,0965 0,1991                                   | 0,0171 0,0012                                   |
| 10    | 0,0622 0,0026                          | 0,6236 0,0013                           | 389 ±25  | 5,3500 0,27                            | 0,0622 0,0026                          | 101 ±12   | 0,0069 0,2710                                   | 0,0158 0,0009                                   |
| 11    | 0,0643 0,0021                          | 0,6125 0,0007                           | 402 ±16  | 5,4318 0,22                            | 0,0643 0,0021                          | 113 ±12   | 0,0628 0,2152                                   | 0,0176 0,0009                                   |
| 12    | 0,0719 0,0047                          | 0,6423 0,0041                           | 447 ±63  | 6,3630 0,40                            | 0,0719 0,0047                          | 108 ±17   | 0,0433 0,4020                                   | 0,0169 0,0012                                   |
| 13    | 0,0770 0,0036                          | 0,6458 0,0029                           | 478 ±40  | 6,8560 0,86                            | 0,0770 0,0036                          | 110 ±24   | 0,0000 0,8604                                   | 0,0172 0,0015                                   |
| 14    | 0,0771 0,0031                          | 0,6487 0,0014                           | 479 ±29  | 6,8988 0,31                            | 0,0771 0,0031                          | 117 ±19   | 0,1103 0,3121                                   | 0,0183 0,0013                                   |
| 15    | 0,1336 0,0109                          | 0,7460 0,0034                           | 808 ±151   | 13,7423 1,22                           | 0,1336 0,0109                          | 86 ±18  | 0,0000 1,2169                                   | 0,0134 0,0011                                   |

Примечание. Ошибки приведены на уровне  $1\sigma$ . Погрешность калибровки стандартов составляла  $\pm 1\%$  (не включена в данные по погрешностям измеренных зерен и построения с конкордией). (1) - Коррекция на обыкновенный свинец вносилась по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ .



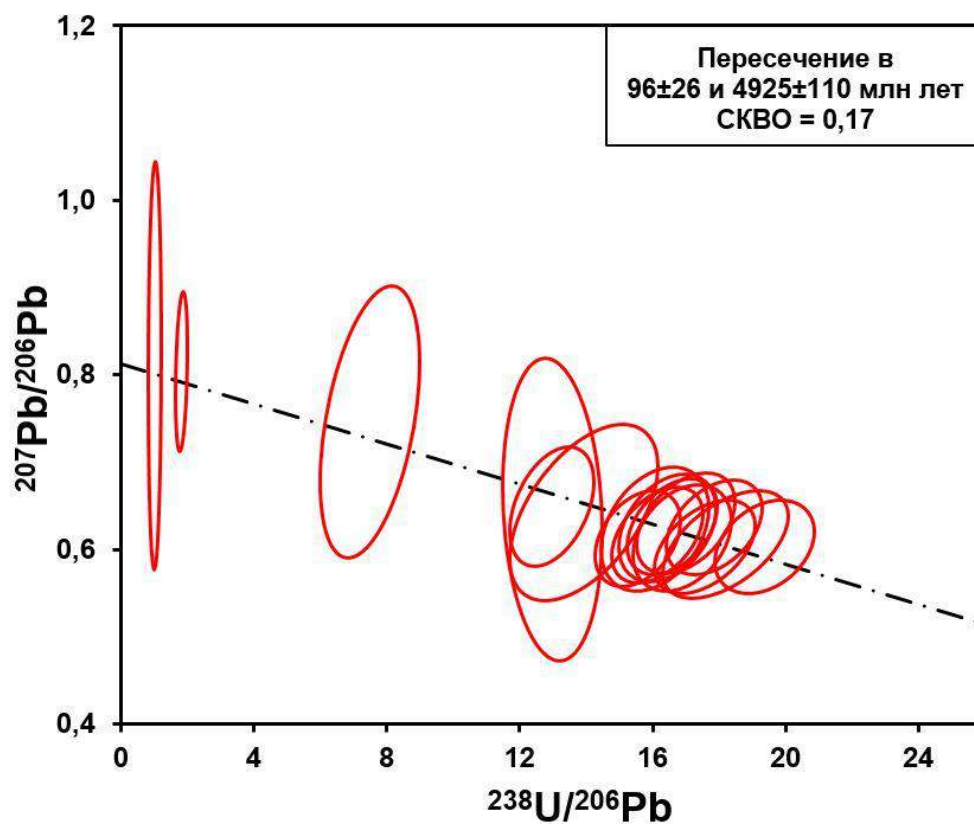


Рисунок 4.3. График в координатах Тера-Вассербурга для монацита из коры выветривания по карбонатитам Чуктуконского массива.

## Глава 5. Петрохимическая и геохимическая характеристика пород Чуктуконского массива

Исследованные образцы щелочных ультраосновных силикатных пород сильно недосыщены кремнеземом (18-26 и 14-16 мас.%  $\text{SiO}_2$  в породах первой и третьей фаз соответственно), обогащены  $\text{CaO}$  (до 28 мас.%),  $\text{TiO}_2$  (до 3,6 мас.%), содержание  $\text{MgO}$  варьирует в пределах 8,5-18 мас.% (табл. 5.1). Дамтьерниты содержат больше  $\text{K}_2\text{O}$  (до 2,5 мас.%), чем первой фазы (в основном до 0,9 мас.%), что выражается в большом количестве флогопита в них. При этом необходимо учесть, что этот компонент, как и  $\text{Na}_2\text{O}$ , обладает крайней подвижностью в процессах гидротермального вторичного изменения пород, поэтому содержания этих компонентов в исследованных образцах могут быть занижены относительно первичных составов.

При пересчете на нормативный минеральный состав по методу CIPW, образцы айликитов показывают содержание нормативного ларнита более 10 %. Оба типа пород характеризуются высоким  $\text{Mg}\#$  - от 60 до 70. Содержание главных компонентов в айликитах и дамтьенитах схожи с составами свежих щелочных ультраосновных пород одновозрастных или близких по возрасту с породами соседнего Териновского массива (рис. 5.1. в).

Для всех исследованных образцов айликитов и дамтьернитов характерно значительное обогащение легкими РЗЭ ( $\text{La}_{\text{cn}}/\text{Yb}_{\text{cn}}$  варьирует от 33 до 144,  $\text{Gd}/\text{Yb}$  - от 4 до 8) (рис. 5.1). Дамтьерниты демонстрируют большее общее обогащение РЗЭ, чем айликиты, но имеют схожую конфигурацию графиков распределения РЗЭ. Конфигурации графиков мультиэлементных спектров также схожи между собой и свидетельствуют о существенном обогащении этих пород большинством несовместимых элементов, особенно Nb и РЗЭ, и локальными минимумами в отношении Rb, Ta, K, Pb, Zr и Hf.

Zr и Hf содержатся в цирконе, являющимся типичным минералом-концентратором этих элементов, который, однако, распространен в этих породах в весьма небольшом количестве. Наряду с Nb и Ta эти элементы также могут концентрироваться в перовските в айликитах и в пирохлоре в дамтьернитах, однако несмотря на распространенность этих минералов в породах, их химический анализ свидетельствует о незначительных количествах Zr, Hf и Ta в этих минералах.

Айликиты и дамтьерниты характеризуются содержаниями Ni до 340 ppm и Cr до 700 ppm (табл. 5.1), что является типичным для расплавов, извлеченных из примитивной

мантии. Ce/Pb и Nb/U отношения высоки и сильно варьируют: от 6 до 35 для Ce/Pb и от 34 до 434 для Nb/U. Это свидетельствует о незначительном участии корового материала, т.к. Ce/Pb и Nb/U для континентальной коры варьируют от 3 до 4 и от 8 до 12, (Тейлор, Мак-Леннан, 1988; Rudnick, Fountain, 1995; Wedepohl, 1995), для OIB – 25 и 48, соответственно (Sun and McDonough, 1989). Конфигурации графиков мультиэлементных спектров щелочных ультраосновных силикатных пород Чуктуконского массива также демонстрируют сходство с распределением этих элементов для аналогичных пород Териновского массива.

Карбонатиты по содержанию CaO, MgO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> относятся к кальциокарбонатитам: содержание CaO составляет 47-54 мас.%, MgO не превышает 3 мас.%, а Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> составляет 1,6-5 мас.% (табл. 5.1, рис. 5.2). Содержание SiO<sub>2</sub> в образцах наименее измененных карбонатитов составляет 0,5-3,3 мас.% и резко повышается до 15-24 мас.% в претерпевших гидротермальные изменения. Также в гидротермально измененных карбонатитах резко падает содержание CaO до 37-43 мас.% и повышается Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 3,3-5,6 мас.%. Содержание щелочей (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) низкое для всех разновидностей карбонатитов.

Спектры РЗЭ, нормализованные к хондриту, для карбонатитов схожи между собой и демонстрируют сильное обогащение легкими РЗЭ с La<sub>cn</sub>/Yb<sub>cn</sub> от 34 до 220 (рис. 5.1). РЗЭ содержатся в типичных для карбонатитов минералах-концентраторах: апатите, монаците-(Ce), фторкарбонатах редких земель (паризите-(Ce) и синхизите-(Ce)), анкилите-(Ce) и пирохлоре. Конфигурации мультиэлементных графиков показывают, что карбонатиты сильно обогащены многими несовместимыми элементами, особенно Sr, Ba, Th, U, Nb. На графиках заметны вариации по содержанию Nb, Zr и Hf, что может объясняться неравномерностью распределения минералов-концентраторов этих элементов (циркона и пирохлора) в карбонатитах. U, Nb и Ta содержатся в пирохлоре, риппите, а также в гетите в гидротермально измененных разновидностях пород. Содержания и вариации этих элементов контролируется распространением этих минералов в разновидностях карбонатитов. Содержание Ba в породах, главным образом, находится в зависимости от количества в них барита и гидрооксидов марганца, которые могут содержать барий в своем составе. Также в небольших количествах этот элемент присутствует в пирохлоре и калиевом полевом шпате. Также из сравнения содержаний несовместимых элементов карбонатитов и щелочных ультраосновных силикатных пород видно, что карбонатиты обладают более низкими концентрациями Rb, Ta, K, Zr, Hf, Ti, Cr и Ni, и в то же время значительно более обогащены РЗЭ и Y.

В коре выветривания отмечается большое количество фосфора (до 16 мас.%  $P_2O_5$ ), распределенного в составе флоренсита-(Ce) и монацита-(Ce), и алюминия (до 7 мас.%  $Al_2O_3$ ), находящегося в обильно распространенном каолините и флоренсита-(Ce). Также в составе коры выветривания отмечаются примеси MnO (до 5 мас.%) и BaO (до 1 мас.%), находящиеся в составе романешита. Валовое содержание РЗЭ в коре выветривания варьирует, но выше относительно карбонатитов и щелочных ультраосновных силикатных пород с преобладанием легких РЗЭ над тяжёлыми ( $La_{cn}/Yb_{cn}$  до 160) (рис. 5.1 б). Главными концентраторами РЗЭ в коре выветривания являются монацит-(Ce) и флоренсит-(Ce) и, в меньшей степени, черчит-(Y) и пироклор. Кора выветривания обогащена Zn, Th, U, Nb, Pb и РЗЭ относительно магматических пород. Тем не менее, конфигурации графиков содержания рассеянных элементов, нормализованных на содержания в примитивной мантии, в коре выветривания и щелочных магматических пород схожи между собой. Главными концентраторами ниобия в коре выветривания являются гётит и пироклор, цинка – гётит (Chebotarev et al., 2017).

В таблице 5.2 приведены результаты исследований изотопов Sr и Nd пород Чуктуконского массива. Инициальные отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  и  $\epsilon Nd(+)$  магматических пород и коры выветривания были рассчитаны исходя из возрастов 250 и 120 млн лет соответственно. Значение  $\epsilon Nd(+)$  для щелочных ультраосновных силикатных пород и карбонатитов варьируют от +4,2 до +5,3, в то время как  $^{87}Sr/^{86}Sr$  меняется от 0,7024 до 0,7036.  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (I) коры выветривания составляют 0,70368 и 0,70384, значения  $\epsilon Nd$  – 4,1 и 4,2.

На рисунке 5.2 приведен график соотношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (I) и  $\epsilon Nd(T)$  пород Чуктуконского массива и одновозрастных щелочных пород Сибирского кратона (рис. 3.4): ультраосновных и щелочных Гулинского массива (Малич и др., 2015; Kogarko and Zartman, 2011), Сибирских траппов (Sharma et al. 1991, 1992; Wooden et al., 1993; Lightfoot et al., 1993; Arndt et al., 1998; Fedorenko et al., 2000) и кимберлитов Далдын-Алакитского поля Якутской алмазоносной провинции (Зайцев, Смелов, 2010). Породы Чуктуконского и Гулинского массивов имеют высокие значения  $\epsilon Nd(T)$  и пониженные  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (I). Высокотитанистые базальты Сибирских траппов демонстрируют широкие вариации по Sr и Nd, частично перекрывают область кимберлитов и пересекаются с областью низкотитанистых базальтов Сибирских траппов.

Таблица 5.1. Содержание главных (мас.%) и редких элементов (в ppm) в породах Чуктуконского массива.

| № пробы                        | Айликиты |        |        |        |        | Дамтьерниты |        | Карбонатиты |         |         |        | Гидротермально измененные карбонатиты |        |        |        | Кора выветривания |        |        |        |        |        |        |
|--------------------------------|----------|--------|--------|--------|--------|-------------|--------|-------------|---------|---------|--------|---------------------------------------|--------|--------|--------|-------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
|                                | 514231   | 514236 | 535067 | 514218 | 514239 | 546046      | 546054 | 549197      | 539150с | 539150г | 546193 | 549149                                | 549190 | 539137 | 539202 | 516108            | 546108 | 543286 | 514066 | 538132 | 539132 | 539083 |
| SiO <sub>2</sub>               | 19,95    | 23,78  | 18,08  | 20,04  | 26,54  | 14,60       | 16,02  | 1,41        | 1,81    | 0,56    | 3,34   | 18,20                                 | 14,59  | 23,70  | 17,03  | 1,74              | 2,62   | 4,30   | 2,62   | 80,30  | 65,05  | 47,50  |
| TiO <sub>2</sub>               | 3,01     | 3,02   | 3,56   | 3,11   | 3,34   | 2,34        | 2,57   | 0,10        | 0,07    | 0,02    | 0,07   | 0,03                                  | 0,33   | 0,10   | 0,09   | 1,12              | 0,89   | 1,00   | 0,22   | 0,08   | 0,09   | 0,07   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,91     | 4,99   | 5,05   | 5,58   | 5,79   | 3,83        | 3,38   | 0,19        | 0,14    | 0,41    | 0,14   | 0,21                                  | 0,13   | 0,17   | 0,16   | 3,84              | 3,80   | 6,83   | 2,51   | 0,23   | 1,85   | 0,26   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11,26    | 10,74  | 11,26  | 10,57  | 13,88  | 9,81        | 9,39   | 2,93        | 3,71    | 1,63    | 4,92   | 3,33                                  | 4,37   | 5,59   | 5,04   | 67,77             | 64,38  | 74,23  | 60,49  | 7,23   | 5,05   | 4,13   |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,11     | 0,10   | 0,11   | 0,10   | 0,11   | 0,08        | 0,06   | -           | -       | -       | -      | -                                     | -      | -      | -      | 0,04              | 0,04   | 0,05   | 0,01   | 0,01   | -      | -      |
| NiO                            | 0,03     | 0,04   | 0,04   | 0,02   | 0,04   | 0,04        | 0,02   | -           | -       | -       | -      | -                                     | -      | -      | -      | 0,01              | 0,01   | -      | -      | 0,01   | -      | -      |
| MgO                            | 10,25    | 12,98  | 7,81   | 1,40   | 18,11  | 11,31       | 8,31   | 0,39        | 2,84    | 0,38    | 0,11   | 0,48                                  | 0,11   | 0,31   | 0,26   | 0,38              | 0,13   | 0,09   | 0,11   | 0,18   | 0,27   | 0,13   |
| MnO                            | 0,42     | 0,18   | 0,11   | 0,56   | 0,59   | 0,53        | 0,70   | 0,78        | 0,59    | 0,49    | 0,32   | 0,37                                  | 1,01   | 1,65   | 1,10   | 0,57              | 2,82   | 0,75   | 3,90   | 4,63   | 1,14   | 2,69   |
| CaO                            | 25,41    | 21,53  | 27,11  | 29,10  | 14,39  | 22,29       | 24,67  | 51,65       | 47,59   | 53,39   | 48,80  | 42,44                                 | 42,56  | 37,01  | 40,47  | 0,61              | 0,71   | 0,40   | 0,36   | 1,15   | 13,19  | 23,70  |
| BaO                            | 0,18     | 0,38   | 0,10   | 0,25   | 0,68   | 0,28        | 0,21   | 0,44        | 0,74    | 0,59    | 0,91   | 0,09                                  | 0,47   | 0,63   | 0,78   | 0,61              | 0,96   | 0,42   | 0,06   | 1,07   | 0,36   | 0,49   |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,09     | 0,11   | 0,06   | 0,23   | 0,09   | 0,32        | 0,29   | 0,05        | -       | -       | 0,05   | -                                     | -      | -      | 0,10   | 0,25              | 0,28   | 0,12   | 0,10   | -      | 0,18   | 0,20   |
| K <sub>2</sub> O               | 0,28     | 0,62   | 0,89   | 3,98   | 0,68   | 2,50        | 2,47   | 0,08        | 0,02    | 0,02    | 0,12   | 0,08                                  | 0,03   | 0,03   | 0,03   | 0,04              | 0,07   | 0,05   | 0,09   | 0,04   | 0,79   | 0,04   |
| V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,04     | 0,05   | 0,04   | 0,05   | 0,05   | 0,04        | 0,04   | 0,03        | 0,01    | -       | 0,04   | 0,01                                  | 0,02   | 0,02   | 0,02   | 0,21              | 0,17   | 0,16   | 0,02   | 0,03   | 0,03   | 0,02   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 1,34     | 1,54   | 1,11   | 1,80   | 1,63   | 0,92        | 0,90   | 0,66        | 0,30    | 0,41    | 0,66   | 0,70                                  | 0,05   | 0,30   | 3,24   | 3,56              | 3,68   | 2,29   | 0,28   | 1,15   | 0,96   | 15,92  |
| SO <sub>3</sub>                | 0,08     | 0,21   | 0,08   | 0,09   | 5,22   | 0,77        | 0,29   | 0,22        | 8,15    | 6,07    | 2,46   | 4,55                                  | 0,18   | 0,27   | 0,33   | 0,01              | 0,04   | 0,02   | 0,03   | 0,10   | 4,03   | 0,11   |
| ППП                            | 22,20    | 19,41  | 24,03  | 22,07  | 7,60   | 29,46       | 29,92  | 40,97       | 33,60   | 35,92   | 37,37  | 28,40                                 | 34,51  | 29,36  | 29,11  | 11,43             | 11,25  | 5,50   | 29,22  | 1,91   | 5,58   | 1,48   |
| Сумма                          | 99,56    | 99,69  | 99,43  | 98,96  | 98,75  | 99,11       | 99,26  | 99,88       | 99,58   | 99,90   | 99,28  | 98,93                                 | 98,39  | 99,14  | 97,75  | 92,20             | 91,85  | 96,22  | 100,02 | 98,17  | 98,56  | 96,72  |
| V                              | 163      | 252    | 203    | 250    | 291    | 197         | 218    | 235         | 65      | 51      | на     | 118                                   | 142    | 147    | 190    | 1570              | 1301   | 1180   | 55     | 226    | 172    | 117    |
| Cr                             | 636      | 672    | 677    | 705    | 654    | 527         | 385    | 8,6         | 3,5     | 3,5     | на     | 8,1                                   | 11,6   | 35,4   | 12,0   | 31,5              | 29,3   | 36,4   | 11,7   | 14,6   | 21,8   | 20,9   |
| Co                             | 55,6     | 43,0   | 42,0   | 57,9   | 30,2   | 48,3        | 28,1   | 1,9         | 1,3     | 0,5     | на     | 19,4                                  | 4,7    | 31,8   | 6,2    | 6,6               | 27,3   | 3,4    | 6,0    | 3,2    | 4,8    | 6,1    |
| Ni                             | 256      | 339    | 304    | 292    | 180    | 257         | 157    | 3,1         | -       | -       | на     | 5,1                                   | -      | 10,4   | 6,5    | 6,1               | 12,9   | 5,7    | -      | 9,8    | 7,3    | 21,3   |
| Cu                             | 40,6     | 68,9   | 59,2   | 74,8   | 82,7   | 59,5        | 46,5   | 24,4        | 6,8     | 27,5    | на     | 22,4                                  | 23,9   | 30,4   | 16,5   | 36,6              | 32,8   | 24,4   | 13,4   | 31,7   | 35,5   | 185    |
| Zn                             | 87,6     | 129    | 449    | 271    | 720    | 447         | 461    | 272         | 54,3    | 36,4    | на     | 312                                   | 221    | 231    | 266    | 4308              | 4567   | 682    | 841    | 987    | 279    | 1839   |
| Rb                             | 17,3     | 30,1   | 41,7   | 31,1   | 191,8  | 91,8        | 88,4   | 3,3         | -       | -       | на     | 0,8                                   | 1,6    | 0,5    | 1,3    | 0,6               | 0,6    | 1,1    | 3,8    | 1,7    | 16,5   | 1,2    |
| Sr                             | 1522     | 2472   | 897    | 2467   | 1077   | 1271        | 1653   | 1820        | 2005    | 2176    | на     | 616                                   | 1649   | 1111   | 1785   | 5968              | 5269   | 1984   | 134    | 1123   | 669    | 732    |
| Y                              | 26,1     | 34,8   | 38,3   | 57,4   | 57,5   | 86,6        | 103,3  | 113,6       | 71,6    | 81,0    | на     | 120                                   | 146    | 80,9   | 252    | 1383              | 1231   | 1257   | 53,2   | 366    | 61,3   | 127    |
| Zr                             | 288      | 284    | 419    | 347    | 287    | 205         | 270    | 59,6        | 9,8     | 8,8     | на     | 94,9                                  | 173    | 12,0   | 36,9   | 400               | 348    | 391    | 62,7   | 75,5   | 21,9   | 30,5   |
| Nb                             | 165      | 308    | 187    | 268    | 580    | 386         | 637    | 1338        | 44,5    | 16,5    | на     | 626                                   | 2673   | 67,2   | 1759   | 14700             | 14700  | 4805   | 86     | 285    | 88,0   | 213    |
| Mo                             | 1,6      | 3,3    | 2,7    | 0,9    | 4,0    | 1,4         | 8,3    | 2,8         | 0,9     | 2,2     | на     | 6,2                                   | 4,3    | 10,5   | 9,0    | 32,6              | 17,9   | 48,4   | 6,2    | 24,2   | 9,9    | 66,8   |
| Cs                             | 3,5      | 8,6    | 2,5    | 4,9    | 2,2    | 0,6         | 1,5    | -           | -       | -       | на     | -                                     | -      | -      | -      | 0,5               | 0,6    | 0,1    | 0,4    | 0,1    | 0,8    | -      |
| Ba                             | 1374     | 3264   | 844    | 5659   | 2064   | 2297        | 1872   | 3754        | 5652    | 4482    | на     | 792                                   | 3815   | 5619   | 6394   | 4731              | 7817   | 3278   | 340    | 9292   | 2758   | 3988   |
| La                             | 149      | 183    | 137    | 769    | 244    | 375         | 515    | 557         | 670     | 817     | на     | 921                                   | 695    | 734    | 674    | 6616              | 7309   | 4850   | 781    | 4089   | 1394   | 1596   |
| Ce                             | 307      | 320    | 194    | 1055   | 436    | 655         | 817    | 955         | 1181    | 1465    | на     | 1790                                  | 1384   | 1234   | 1279   | 10195             | 12372  | 5720   | 847    | 6349   | 2589   | 1345   |
| Pr                             | 33,9     | 36,3   | 27,2   | 97,8   | 45,3   | 73,3        | 86,6   | 103         | 134     | 166     | на     | 209                                   | 163    | 130    | 151    | 1136              | 1187   | 683    | 81,0   | 589    | 230    | 265    |
| Nd                             | 130      | 135    | 96     | 300    | 160    | 263         | 296    | 369         | 459     | 554     | на     | 800                                   | 596    | 440    | 567    | 3870              | 3907   | 2139   | 228    | 1749   | 574    | 834    |
| Sm                             | 19,8     | 20,7   | 16,3   | 38,9   | 25,2   | 41,1        | 44,1   | 55,1        | 54,5    | 63,7    | на     | 125,7                                 | 87,0   | 57,6   | 90,9   | 563               | 533    | 285    | 26,7   | 211    | 42,9   | 108    |
| Eu                             | 5,3      | 5,5    | 4,4    | 9,7    | 6,6    | 11,0        | 12,1   | 14,6        | 13,1    | 15,8    | на     | 34,6                                  | 24,7   | 15,4   | 25,6   | 159               | 145    | 76,2   | 6,6    | 54,2   | 10,3   | 28,2   |
| Gd                             | 14,6     | 16,7   | 12,2   | 29,5   | 20,2   | 31,9        | 36,6   | 44,2        | 37,6    | 43,7    | на     | 91,7                                  | 72,9   | 44,9   | 73,5   | 459               | 423    | 246    | 20,0   | 165    | 36,1   | 77,4   |
| Tb                             | 1,8      | 1,9    | 1,6    | 3,3    | 2,5    | 3,9         | 4,4    | 5,5         | 4,1     | 4,5     | на     | 10,1                                  | 9,0    | 4,9    | 10,0   | 53,0              | 46,9   | 28,9   | 2,5    | 18,8   | 3,5    | 8,3    |
| Dy                             | 8,2      | 8,1    | 7,3    | 14,7   | 12,0   | 18,2        | 20,3   | 24,9        | 18,6    | 20,5    | на     | 37,7                                  | 40,8   | 20,2   | 49,9   | 233               | 204    | 149    | 12,6   | 83,7   | 15,9   | 34,3   |
| Ho                             | 1,3      | 1,3    | 1,3    | 2,4    | 2,2    | 3,2         | 3,6    | 4,1         | 3,1     | 3,3     | на     | 5,2                                   | 6,5    | 3,3    | 8,6    | 42,8              | 37,3   | 31,3   | 2,2    | 14,1   | 2,6    | 5,4    |
| Er                             | 2,7      | 3,3    | 3,7    | 5,8    | 5,8    | 7,8         | 8,5    | 9,6         | 7,9     | 9,0     | на     | 11,0                                  | 15,1   | 7,3    | 22,0   | 114               | 102    | 89,3   | 6,5    | 36,2   | 6,7    | 12,8   |
| Tm                             | 0,3      | 0,4    | 0,5    | 0,7    | 0,8    | 1,0         | 1,2    | 1,2         | 1,0     | 1,2     | на     | 1,1                                   | 1,8    | 0,8    | 2,8    | 15,4              | 13,3   | 12,3   | 1,0    | 4,4    | 0,8    | 1,5    |
| Yb                             | 1,8      | 2,2    | 3,0    | 3,8    | 4,8    | 5,8         | 6,1    | 5,5         | 6,2     | 6,8     | на     | 4,7                                   | 9,1    | 4,5    | 14,2   | 87,8              | 74,5   | 67,6   | 6,3    | 21,2   | 4,5    | 7,1    |
| Lu                             | 0,2      | 0,3    | 0,4    | 0,5    | 0,6    | 0,7         | 0,8    | 0,6         | 0,8     | 0,9     | на     | 0,6                                   | 1,2    | 0,5    | 1,4    | 12,4              | 9,9    | 8,8    | 0,9    | 2,2    | 0,6    | 0,8    |
| Hf                             | 6,9      | 6,4    | 8,9    | 7,5    | 7,0    | 6,1         | 10,5   | 0,5         | 0,2     | 0,2     | на     | 1,7                                   | 0,7    | 0,4    | 0,5    | 6,6               | 5,1    | 6,7    | 1,7    | 1,9    | 0,6    | 1,1    |
| Ta                             | 4,9      | 4,2    | 4,5    | 4,8    | 5,1    | 3,3         | 2,7    | 0,2         | 0,1     | 0,1     | на     | 0,4                                   | 0,2    | 0,1    | 0,2    | 3,3               | 2,4    | 2,1    | 0,5    | 0,1    | 0,2    | 0,3    |
| Pb                             | 12,9     | 12,1   | 6,9    | 37,1   | 65,7   | 35,3        | 23,0   | 16,3        | 11,6    | 10,8    | на     | 8,9                                   | 30,7   | 32,0   | 13,7   | 259               | 235    | 255    | 40,8   | 209    | 23,4   | 47,3   |
| Th                             | 18,3     | 17,8   | 14,3   | 26,0   | 17,4   | 38,0        | 27,9   | 6,6         | 9,7     | 12,9    | на     | 10,8                                  | 7,7    | 14,7   | 49,6   | 220               | 205    | 113    | 39,1   | 14,6   | 7,2    | 51,0   |
| U                              | 4,8      | 3,6    | 2,6    | 5,7    | 2,5    | 0,9         | 0,9    | 5,0         | 0,9     | 0,9     | на     | 0,6                                   | 9,3    | 1,7    | 0,9    | 25,5              | 23,7   | 14,6   | 0,6    | 16,4   | 3,8    | 0,8    |

Прочерком обозначены содержания ниже пределов обнаружения, на – не анализировалось, ППП – потери при прокаливании.

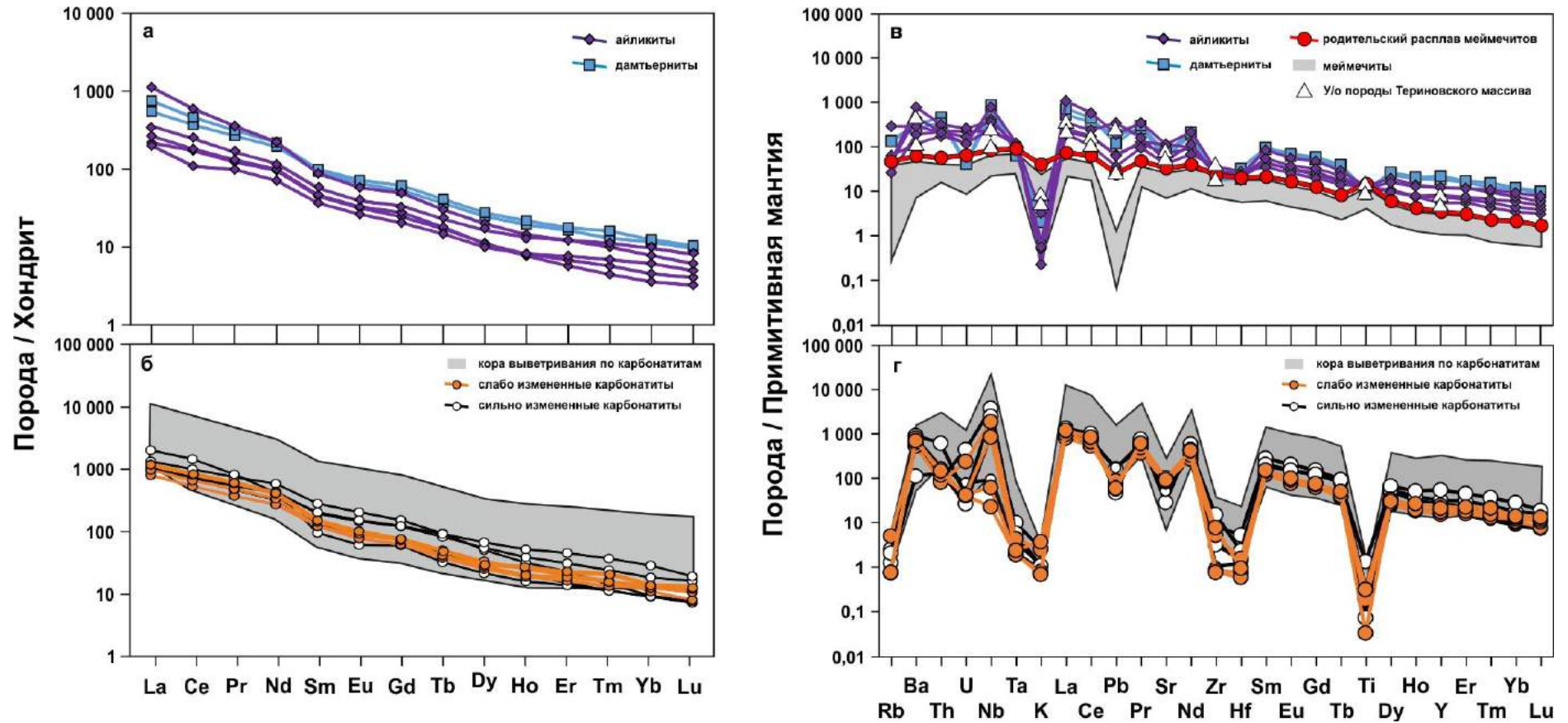


Рисунок 5.1. Спектр распределения РЗЭ и редких элементов, нормированных к хондриту и примитивной мантии для пород Чуктуконского массива. Для сравнения приведены данные по щелочным ультраосновным породам Териновского массива (Лапин и Пятенко, 1992; Лапин, 2001), меймечитам (Васильев и др., 2017) и рассчитанный родительский расплав меймечитов (Sobolev et al., 2009). Значения для хондрита и примитивной мантии из Sun and McDonough (1989).

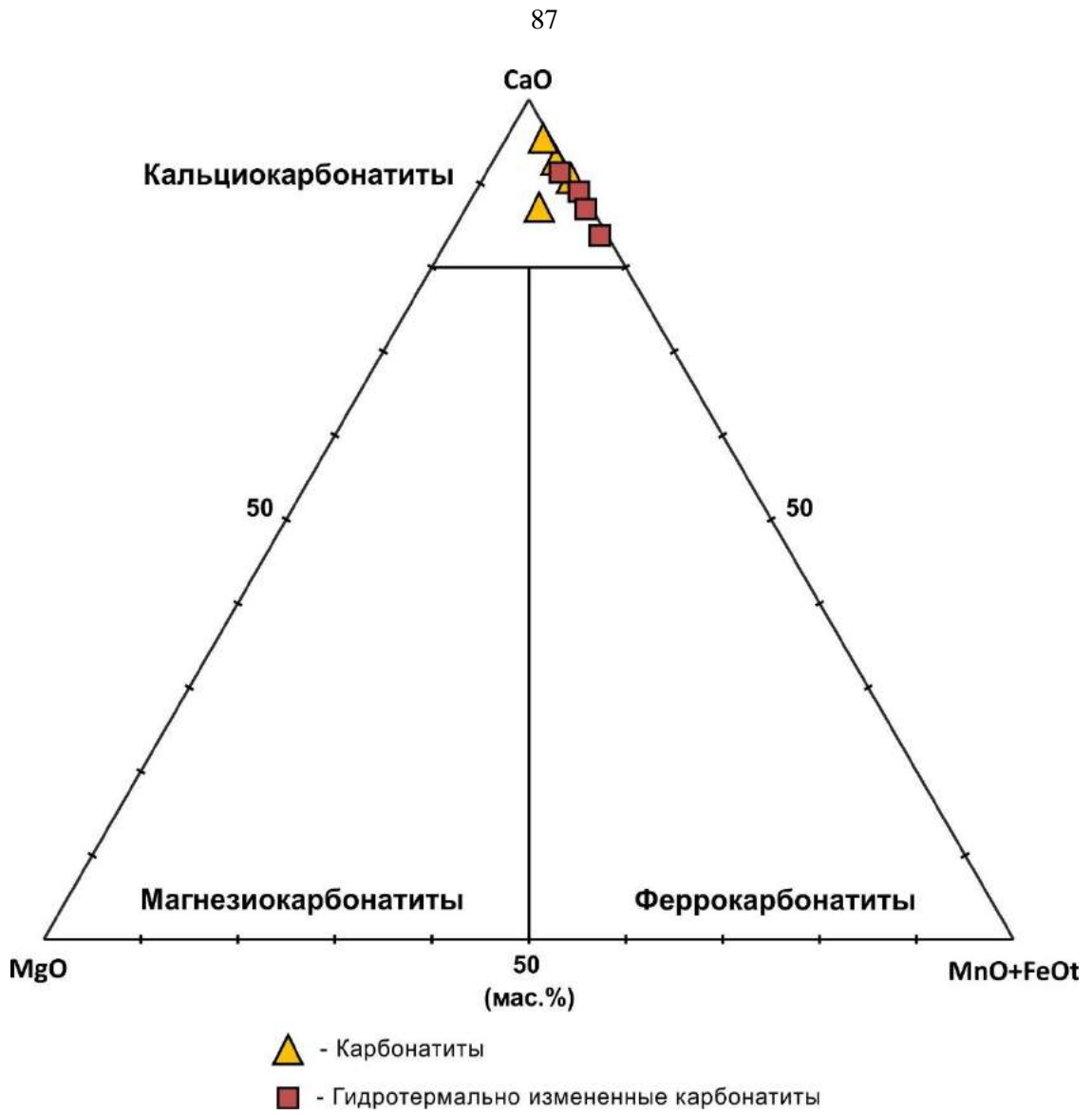


Рисунок 5.2. Классификационная диаграмма карбонатов Чуктуконского массива (Le Maitre, 2002).

Таблица 5.2. Изотопный состав Sr и Nd пород Чуктуконского массива

|                                    | Образец | Sm<br>(ppm) | Nd<br>(ppm) | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $\pm 2\text{SD}$ | $\epsilon\text{Nd}$<br>(0) | $\epsilon\text{Nd}$<br>(T) | T<br>(DM) | Rb<br>(ppm) | Sr<br>(ppm) | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$<br>r | $\pm 2\text{SD}$<br>D | I (Sr)   |
|------------------------------------|---------|-------------|-------------|-----------------------------------|-----------------------------------|------------------|----------------------------|----------------------------|-----------|-------------|-------------|---------------------------------|--------------------------------------|-----------------------|----------|
| Ультраосновные породы третьей фазы | 546054  | 45,6        | 300,4       | 0,091833                          | 0,512693                          | 7                | 1,1                        | 4,4                        | 574       | 39,1        | 1588        | 0,07118                         | 0,70374                              | 2                     | 0,703487 |
|                                    | 546046  | 41,0        | 262,8       | 0,094383                          | 0,512693                          | 7                | 1,1                        | 4,3                        | 586       | 92,3        | 1235        | 0,21612                         | 0,70411                              | 4                     | 0,703341 |
| Ультраосновные породы первой фазы  | 514218  | 24,9        | 158,5       | 0,094948                          | 0,512697                          | 10               | 1,2                        | 4,4                        | 584       | 238,4       | 1041        | 0,66252                         | 0,70475                              | 4                     | 0,702394 |
|                                    | 514239  | 38,5        | 297,3       | 0,078344                          | 0,512693                          | 6                | 1,1                        | 4,9                        | 517       | 33,3        | 2419        | 0,03978                         | 0,70363                              | 4                     | 0,703489 |
|                                    | 514236  | 22,0        | 128,3       | 0,096552                          | 0,512744                          | 9                | 2,1                        | 5,3                        | 531       | 30,2        | 2284        | 0,03830                         | 0,70373                              | 3                     | 0,703594 |
| Сильно измененные карбонатиты      | 539202  | 90,3        | 566,1       | 0,096392                          | 0,512738                          | 18               | 2                          | 5,2                        | 538       | 1,3         | 1826        | 0,00213                         | 0,70317                              | 6                     | 0,703162 |
|                                    | 539137  | 58,4        | 439,4       | 0,080305                          | 0,512677                          | 13               | 0,8                        | 4,5                        | 543       | 0,5         | 1078        | 0,00127                         | 0,70329                              | 7                     | 0,703285 |
| Слабо измененные карбонатиты       | 539150t | 64,6        | 530,7       | 0,073571                          | 0,512686                          | 12               | 0,9                        | 4,9                        | 507       | 0,4         | 2193        | 0,00058                         | 0,70339                              | 3                     | 0,703388 |
|                                    | 539150c | 61,4        | 456,0       | 0,081404                          | 0,512665                          | 9                | 0,5                        | 4,2                        | 561       | 1,2         | 1993        | 0,00179                         | 0,70326                              | 4                     | 0,703254 |
|                                    | 549197  | 56,1        | 374,5       | 0,090592                          | 0,512679                          | 6                | 0,8                        | 4,2                        | 585       | 3,7         | 1795        | 0,00603                         | 0,70303                              | 4                     | 0,703009 |
| Кора выветривания                  | 539083  | 108,1       | 812,2       | 0,080474                          | 0,512658                          | 10               | 0,4                        | 4,1                        | 565       | 1,1         | 707         | 0,00441                         | 0,70388                              | 5                     | 0,703844 |
|                                    | 516108b | 576,9       | 4003,8      | 0,087086                          | 0,512672                          | 7                | 0,7                        | 4,2                        | 578       | 0,3         | 5518        | 0,00017                         | 0,70368                              | 2                     | 0,703678 |



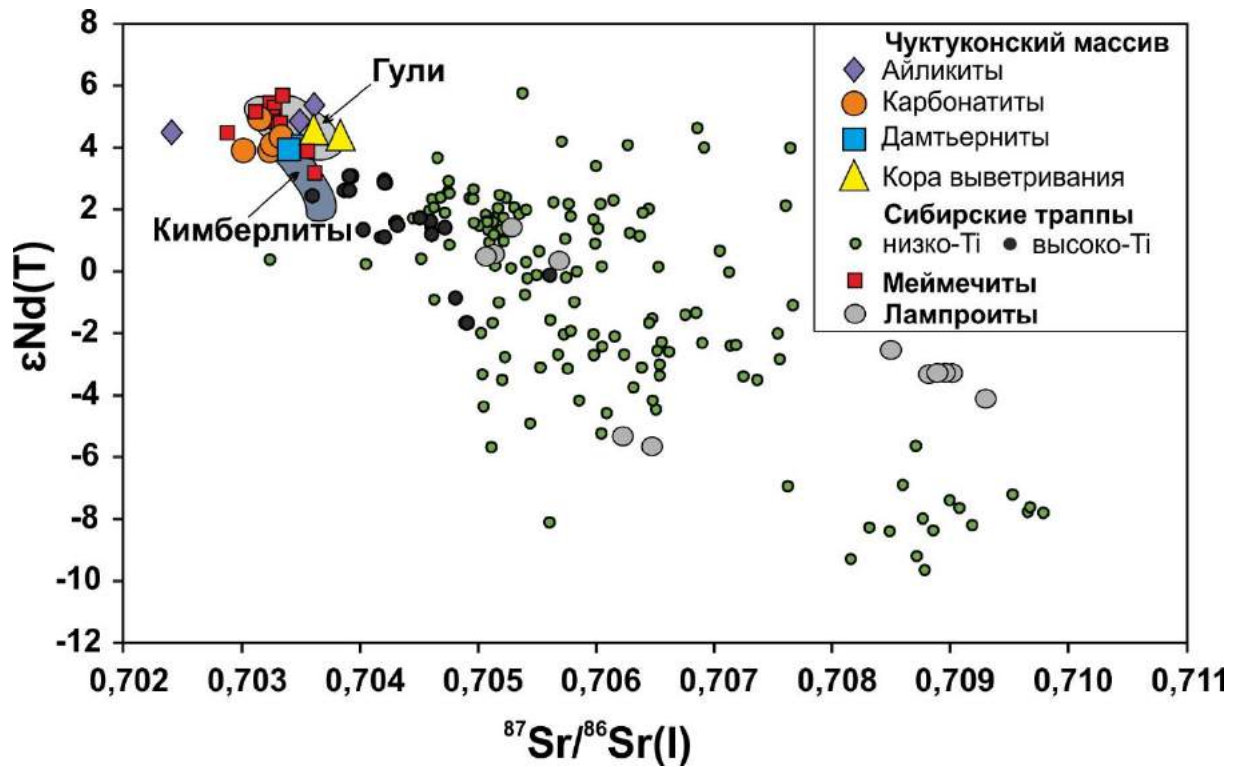


Рисунок 5.3. График  $^{87}Sr/^{86}Sr(I)$  и  $\epsilon_{Nd}(T)$  пород Чуктуконского массива в сравнении с Сибирскими траппами (Sharma et al., 1991, 1992; Wooden et al., 1993; Lightfoot et al., 1993; Arndt et al., 1998; Fedorenko et al., 2000; Carlson et al., 2006; Ivanov et al., 2018), породами Гулинского массива (Kogarko and Zartman, 2011) и триасовыми кимберлитами и лампроитами Далдын-Алакитского кимберлитового поля (Carlson et al., 2006; Sun et al., 2014; Васюкова, 2017; Vrublevskii et al., 2005).

## Глава 6. Обсуждение результатов.

### 6.1. Геохронология формирования Чуктуконского массива

Полученные значения возраста пород первой фазы (айликитов,  $252 \pm 12$  млн. лет) и завершающей третьей фазы (дамтьернитов,  $256,7 \pm 1,1$  млн. лет) Чуктуконского массива позволяют говорить о том, что формирование массива сопряжено по времени с трапповым магматизмом Сибирского кратона (250-248 млн лет) (например, Добрецов, 2003, 2010; Reichow et al., 2008). Имеющиеся геохронологические и изотопные данные показывают, что субсинхронный покровному базальтовому вулканизму Сибирской платформы щелочной магматизм был проявлен в северной ее части (рис. 6.1). Так, например, практически одновременно с толеитовыми покровными базальтами были сформированы карбонатиты Гулинского массива и щелочные ультраосновные вулканы (253-245 млн лет) Маймеча-Котуйской провинции (Basu et al., 1995; Dalrymple et al., 1995; Когарко и Зартман, 2011; Малич и др., 2015).

Полученные возраста пород первой и третьей фазы древнее, чем возраст карбонатитов второй фазы ( $231,1 \pm 2,7$  млн. лет). Устойчивость аргоновой системы риппита при различных Р-Т параметрах не изучена. Более молодая датировка риппита из карбонатитов, вероятно, вызвана переустановкой аргоновой системы минерала вследствие более поздних тектоно-термальных событий.

Возраст, полученный по монациту, соответствует времени формирования коры выветривания по карбонатитам. Это событие на 130 млн. лет позже времени кристаллизации пород Чуктуконского массива и отражает общую геологическую историю развития района. Тектонические движения и магматическая активность в период 250-230 млн. лет сформировали Чадобецкое поднятие и, как следствие, тектонически ослабленные зоны в его пределах. В юре - раннем мелу, в обстановке спокойного тектонического режима и теплого гумидного климата (Семихатов, Чумаков, 2004) происходило интенсивное выветривание пород поднятия и формирование мощной коры выветривания. Имеющиеся палеогеновые значения возраста (споро-пыльцевой метод) коры выветривания (Кириченко и др., 2012) несколько отличаются от полученной нами U-Pb датировки, что связано с определенной относительностью споро-пыльцевого метода.

Приведенные выше данные позволяют сформулировать первое защищаемое положение:

Результаты U-Pb датирования перовскита из айликитов первой фазы внедрения и циркона из даунтеритов третьей фазы внедрения дают значения возраста  $252 \pm 12$  и  $256,7 \pm 1,1$  млн лет, соответственно, и совпадают с пермь-триасовым периодом магматической деятельности на Сибирской платформе, связанным с деятельностью мантийного суперплюма.

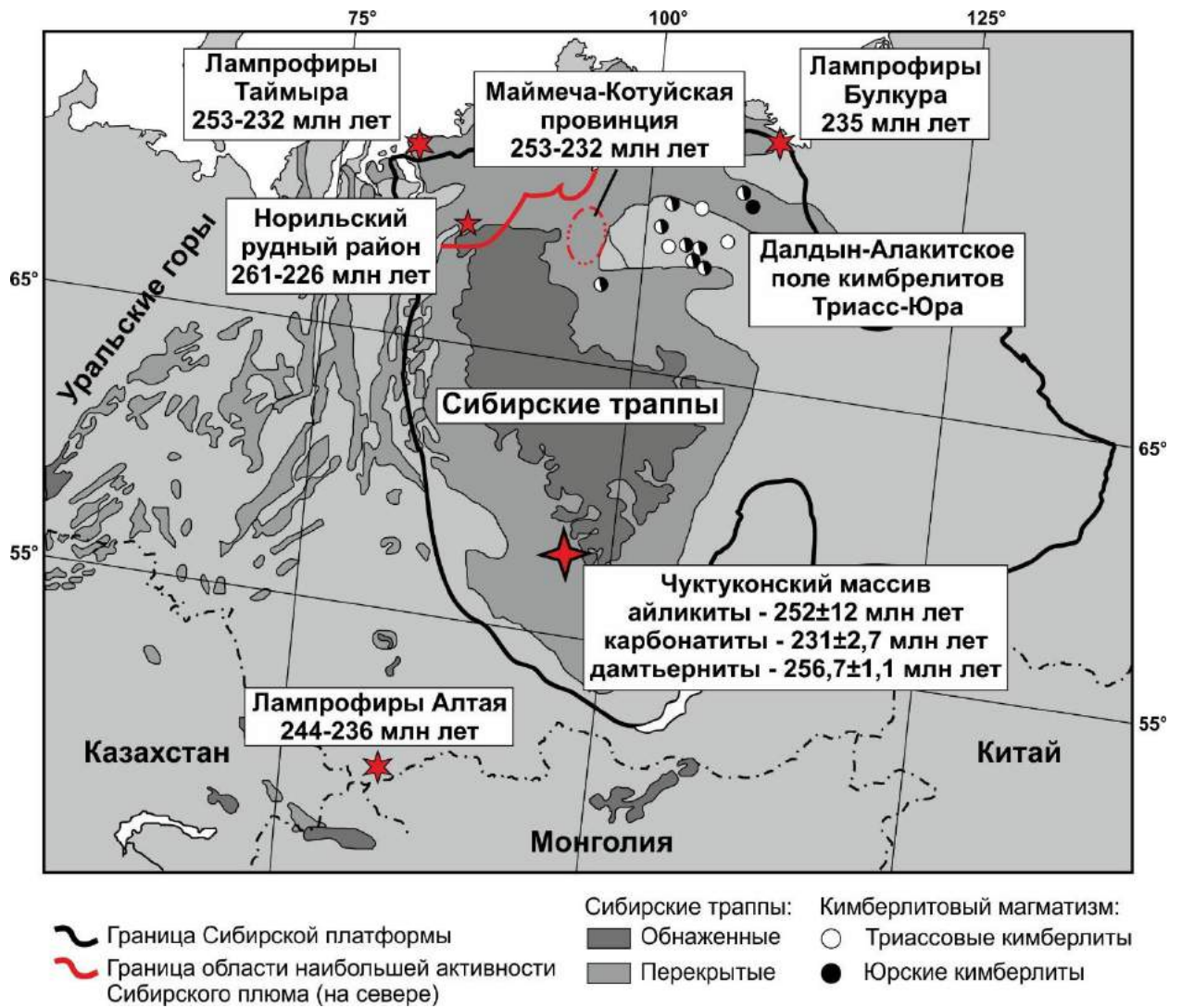


Рисунок 6.1. Схема размещения щелочных массивов в пределах Сибирской платформы, близких по возрасту к образованию магматических пород Чуктуконского массива.

## 6.2. Источник вещества и модель образования пород Чуктуконского массива

Данные изучения минерального и химического состава пород Чуктуконского массива, а также закономерности размещения интрузивных тел свидетельствуют о том, что образование щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов является результатом единого магматического процесса. Айликиты и карбонатиты, породы первой и второй фазы магматического внедрения, были образованы последовательными импульсами расплава из субвулканической промежуточной магматической камеры на глубине 4-8 км, наличие которой подтверждается геофизическими данными (Лапин, Пятенко, 1992; Лапин, 2001; Кириченко и др., 2012). Вероятно, что породы третьей фазы внедрения не были сформированы из промежуточной камеры, поскольку в них отмечаются ксенолиты эклогитов и знаки алмазов (Кириченко и др., 2012).

Высокий магнезиальный номер, содержания никеля и хрома в ультраосновных щелочных породах Чуктуконского массива дают основания предположить, что они являются продуктами кристаллизации расплавов, образовавшихся в результате частичного плавления мантийного перидотита и не претерпевших значительной фракционной кристаллизации. К тому же, они имеют достаточно однородные изотопные характеристики  $\epsilon_{Nd}$  от +4,2 до 5,3 и  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (I) от 0,7024 до 0,7036 (см. рис. 4.3) с T (DM) модельным возрастом от 600 до 500 млн лет, что позволяет предположить происхождение их родительских расплавов из умеренно деплетированного источника под Сибирским кратоном.

С другой стороны, породы массива характеризуются повышенными концентрациями редких элементов. Такое противоречие исследователи объясняют тем, что непосредственно перед плавлением, деплетированный мантийный субстрат подвергался активной метасоматической проработке и привносу вещества, обогащенного летучими и редкими элементами (н-р: Kogarko, Zartman, 2011; Ghobadi et al., 2018). Высокое содержание несовместимых элементов (высокие Sr и Nb, высокое La/Sm отношение) в щелочных ультраосновных породах Чуктуконского массива свидетельствуют в пользу того, что вероятный мантийный метасоматический агент имел не силикатный, а карбонатный исходный состав (Downes et al., 2002).

Это подтверждается присутствием первичных карбонатных минералов и высокобариевых слюд в ультраосновных породах Чуктуконского массива, наличием собственно карбонатитов и микроэлементным составом оливина Чадобца (табл. 6.1) (Когарко и др., 2012; Nosova et al., 2018). Кроме того, обогащение легкими РЗЭ и низкие концентрации тяжелых РЗЭ и Y пород Чуктукона могут указывать на то, что они были

сформированы из гранат-содержащего источника при низкой степени частичного плавления (Dalton, Presnall, 1998; Gudfinnsson, Presnall, 2005). Отрицательные аномалии по Rb, K и Pb в щелочных магматических породах по сравнению с высоkozарядными и легкими редкоземельными элементами и обилие флогопита как во вкрапленниках, так и в основной массе щелочных силикатных пород Чуктуконского массива дают основание предположить, что источник также содержал флогопит или иную слюду.

Считается, что образование первичных расплавов для ультраосновных лампрофир-карбонатитовых серий происходит в результате частичного плавления метасоматизированного перидотита на глубинах >150 км (Dalton, Presnall, 1998; Downes et al., 2005; Agashev et al., 2008). Оценить РТ-параметры образования пород Чуктуконского массива используя минеральные геотермометры не представляется возможным в силу значительных вторичных преобразований этих пород. Поэтому воспользуемся информацией по неизменным породам Териновского массива. Основываясь на редкоэлементном составе оливина (Nosova et al., 2018), расчетные значения температуры и давления составляют 1200°C и 4-6 ГПа. Это согласуется с геофизическими данными о глубине границы астеносферы-литосферы на уровне 150-180 км под Чадобецким поднятием (Дашкевич, 1999) (рис. 2.2, 6.3). Рассчитанная фугитивность кислорода для щелочных силикатных пород Чуктуконского массива (согласно Ballhaus et al., 1991) варьирует от FMQ +1,1 до +2,1 log единиц и хорошо согласуется с полученными значениями фугитивности кислорода для меймечитов (Рябчиков и др., 2009).

Рассмотрим механизмы образования карбонатитов Чуктуконского массива. Результаты экспериментов по частичному плавлению карбонатизированного перидотита при давлении от 3 до 10 ГПа свидетельствуют о возможности образования карбонатитового расплава таким образом. Первичные карбонатитовые расплавы отвечают составу магнезиокарбонатита (например, Klemme et al., 1995; Sweeney et al., 1995; Dalton, Presnall, 1998; Bell, Rukhlov, 2004; Foley et al., 2009; Dasgupta et al., 2009), характеризуются высокими значениями Mg#, содержат мантийный материал (мантийные ксенолиты или хром-содержащие минералы, алмаз и/или графит). Однако, карбонатиты Чуктуконского массива являются кальциокарбонатитами с низкими содержаниями Mg, Cr и Ni, поэтому образование этих карбонатитов путем кристаллизации прямой мантийной выплавки можно исключить.

Вероятным представляется механизм формирования карбонатитового расплава в результате жидкостной силикатно-карбонатной несмесимости родительского расплава. Возможность жидкостной силикатно-карбонатной несмесимости из первичного расплава

меймечитового состава была рассмотрена для разновозрастных Чуктукону пород массива Гули (Ryabchikov, Kogarko, 2016). Авторы рассчитали, что последовательная фракционная кристаллизация оливина и клинопироксена дает остаточный расплав, способный продуцировать несмешивающиеся силикатную и богатую щелочами карбонатную жидкости (н-р: Kjarsgaard, 1998). Вполне возможно, что такой же механизм работал на Чуктуконе.

То, что первичный карбонатитовый расплав был богат щелочами подтверждается ореолом фенитизации и присутствием Na- и K-содержащих минералов (риппит, K-полевой шпат, тайниолит, эгирин и др.) как в самих карбонатитах, так и в расплавных и флюидных включениях (Шарыгин и др., 2016; Шарыгин и Дорошкевич, 2017). К сожалению, мы не нашли свидетельств жидкостной несмесимости в расплавных включениях. С другой стороны, текстурные доказательства жидкостной несмесимости были отмечены в ультраосновных породах Териновского массива (Лапин, Пятенко, 1992).

Коэффициенты распределения (D) концентраций большинства микроэлементов между карбонатными и силикатными породами Чуктуконского массива соответствуют таковым в экспериментальных несмесимых силикатно-карбонатных системах (Veksler et al., 2012; Martin et al. 2012, 2013) (рис. 6.2). Значения коэффициентов распределения K, Rb, и Sr низки в силу подвижности этих элементов при гидротермальных процессах, что подтверждается петрографическими наблюдениями. Среднее значение коэффициента распределения для ниобия выше, чем в экспериментальных данных. Однако, согласно данным этого и предыдущих исследований (Slukin, 1994, Цыкина, 2004), содержание ниобия в карбонатитах проявляет широкую и неравномерную вариацию значений от первых до тысяч ppm, включая слабо измененные карбонатиты. Поэтому целесообразно рассчитать медианное значение, которое соответствует экспериментальным данным (рис. 6.2).

Основываясь на вышеизложенных фактах, общая модель эволюции Чуктуконской системы выглядит следующим образом (рис. 6.3): образовавшиеся в результате частичного плавления карбонатизированного гранат-содержащего перидотита в субкратонной литосферной мантии, первичные расплавы мигрировали в промежуточную магматическую камеру, наличие которой на глубинах 4-8 км подтверждается геофизическими методами (Кириченко и др., 2012). В ней произошло отделение силикатного и карбонатного расплавов от родительской магмы и их последующее внедрение пульсирующими импульсами во вмещающие породы Чадобецкого поднятия с формированием интрузивных тел айликитов и других ультраосновных щелочных пород в первую фазу и карбонатитов во вторую фазу

внедрения. Внедрение этих расплавов сопровождалось интенсивной гидротермальной активностью, не сильно повлиявшей на редкоэлементный состав пород, что подтверждается сравнением геохимических данных по ультраосновным породам и карбонатитам Чуктуконского и Териновского массивов.

В результате повторного частичного плавления мантийного источника под Чадобецким поднятием образовались расплавы, мигрировавшие напрямую к земной поверхности с высокой скоростью, образовавшие интрузивные тела дамтьернитов и других пород завершающей третьей фазы, что подтверждается наличием в них мантийных ксенолитов (перидотитов, эклогитов) (Лапин, 2001; Кириченко и др., 2012), формой интрузивных тел в виде диатрем и широким распространением пеллетальных лапиллей.

После внедрения пород третьей фазы по породам поднятия происходило образование мощной коры выветривания в меловом периоде в условиях стабильной тектонической обстановки и тёплого влажного климата (Chebotarev et al., 2017 a). Выветривание сопровождалось перераспределением элементов и обогащением коры выветривания Zn, Th, U, Pb и PЗЭ относительно карбонатитов, мелилититов и дамтьернитов и изменением Sr и Nd изотопного состава. Изменение состава изотопов Sr и Nd могло произойти в результате взаимодействия щелочных силикатных пород и карбонатитов с изотопно-обогащенными низкотемпературными гидротермальными флюидами. Эти флюиды могли смешаться с компонентом древней континентальной коры, что привело к экстремально обогащенному изотопному составу и изменению ранее сформированных щелочных силикатных пород и карбонатитов.

Приведенные выше данные позволяют формулировать второе защищаемое положение:

**Материнские расплавы пород Чуктуконского массива образовались из изотопно умеренно деплетированного мантийного источника, в результате частичного плавления карбонатизированного гранат-содержащего мантийного перидотита под воздействием тепла плюма. Геохимические характеристики пород менялись в результате процессов выветривания с обогащением коры выветривания Zn, Th, U, Nb, Pb и PЗЭ относительно первичных пород и изменением Sr и Nd изотопного состава.**



Таблица 6.1. Состав оливинов из щелочных ультраосновных пород третьей фазы внедрения Чадобецкого поднятия

|                                | CHD-47/32<br>OL8   | CHD-47/32<br>OL9 | CHD-<br>47/32OL5 | CHD-47/32<br>OL6   | CHD-47/32<br>OL7   | BR-12<br>OL10 | BR-12<br>OL11 | BR-3<br>OL12 | BR-3<br>OL13 | BR-3<br>OL14 |
|--------------------------------|--------------------|------------------|------------------|--------------------|--------------------|---------------|---------------|--------------|--------------|--------------|
|                                | Макрокрист         |                  |                  |                    |                    |               | Макрокрист    |              | Фенокрист    |              |
|                                | Переходная<br>зона | Ядро             | Ядро             | Переходная<br>зона | Переходная<br>зона | Ядро          | Ядро          | Кайма        | Кайма        | Ядро         |
| SiO <sub>2</sub>               | 39,04              | 39,7             | 39,63            | 39,56              | 39,81              | 39,22         | 38,75         | 39,49        | 39,71        | 39,87        |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,039              | 0,041            | 0,046            | 0,043              | 0,036              | 0,044         | 0,046         | 0,056        | 0,051        | 0,037        |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,042              | 0,048            | 0,042            | 0,04               | 0,041              | 0,029         | 0,043         | 0,017        | 0,022        | 0,03         |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,027              | 0,015            | 0,022            | 0,027              | 0,031              | 0,007         | 0,005         | 0,006        | 0,004        | 0,046        |
| FeO                            | 13,7               | 15,48            | 14,8             | 14,41              | 13,9               | 15,42         | 15,44         | 14,6         | 14,29        | 12,76        |
| MnO                            | 0,151              | 0,145            | 0,147            | 0,148              | 0,145              | 0,151         | 0,154         | 0,228        | 0,205        | 0,147        |
| MgO                            | 45,08              | 44,44            | 44,77            | 45,14              | 45,47              | 44,04         | 45,19         | 44,72        | 45,06        | 46,35        |
| CaO                            | 0,115              | 0,129            | 0,128            | 0,132              | 0,129              | 0,098         | 0,083         | 0,453        | 0,419        | 0,169        |
| NiO                            | 0,362              | 0,334            | 0,351            | 0,365              | 0,37               | 0,294         | 0,299         | 0,136        | 0,168        | 0,392        |
| Сумма                          | 98,86              | 100,33           | 99,94            | 99,86              | 99,93              | 99,3          | 100,01        | 99,71        | 99,93        | 99,8         |
| Mg#                            | 85,5               | 83,7             | 84,4             | 84,8               | 85,4               | 83,6          | 83,9          | 84,5         | 84,9         | 86,6         |
| ppm                            |                    |                  |                  |                    |                    |               |               |              |              |              |
| B                              | 0,9                | 0,8              | 0,4              | 0,6                | 0,6                | 0,9           | 2,1           | 0,4          | 2,2          | 10,4         |
| Li                             | 1,6                | 1,8              | 2                | 1,8                | 1,9                | 1,9           | 1,9           | 1,4          | 1,7          | 2,4          |
| Be                             | 0,005              | 0,008            | 0,008            | 0,007              | 0,006              | 0,008         | 0,006         | 0,006        | 0,003        | 0,006        |
| Ti                             | 214                | 266              | 314              | 280                | 230                | 294           | 312           | 342          | 337          | 294          |
| V                              | 30                 | 25               | 30               | 28                 | 32                 | 23            | 26            | 18           | 17           | 22           |

По материалам Nosova et al. (2018)

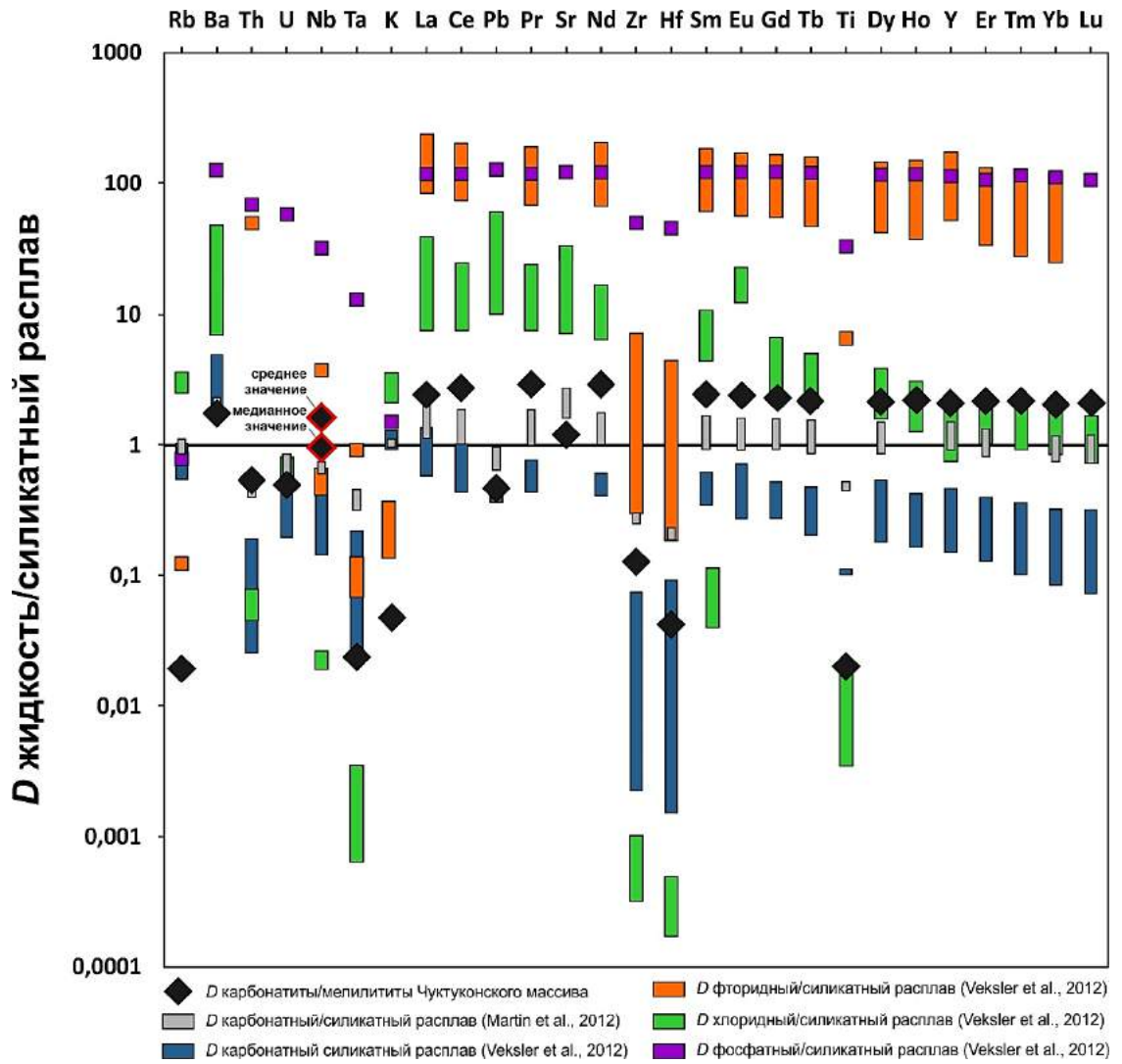


Рисунок 6.2. Коэффициенты распределения несовместимых элементов между карбонатами и мелилититами в сравнении с экспериментально определенными коэффициентами по Martin et al. (2012) и Veksler et al. (2012).

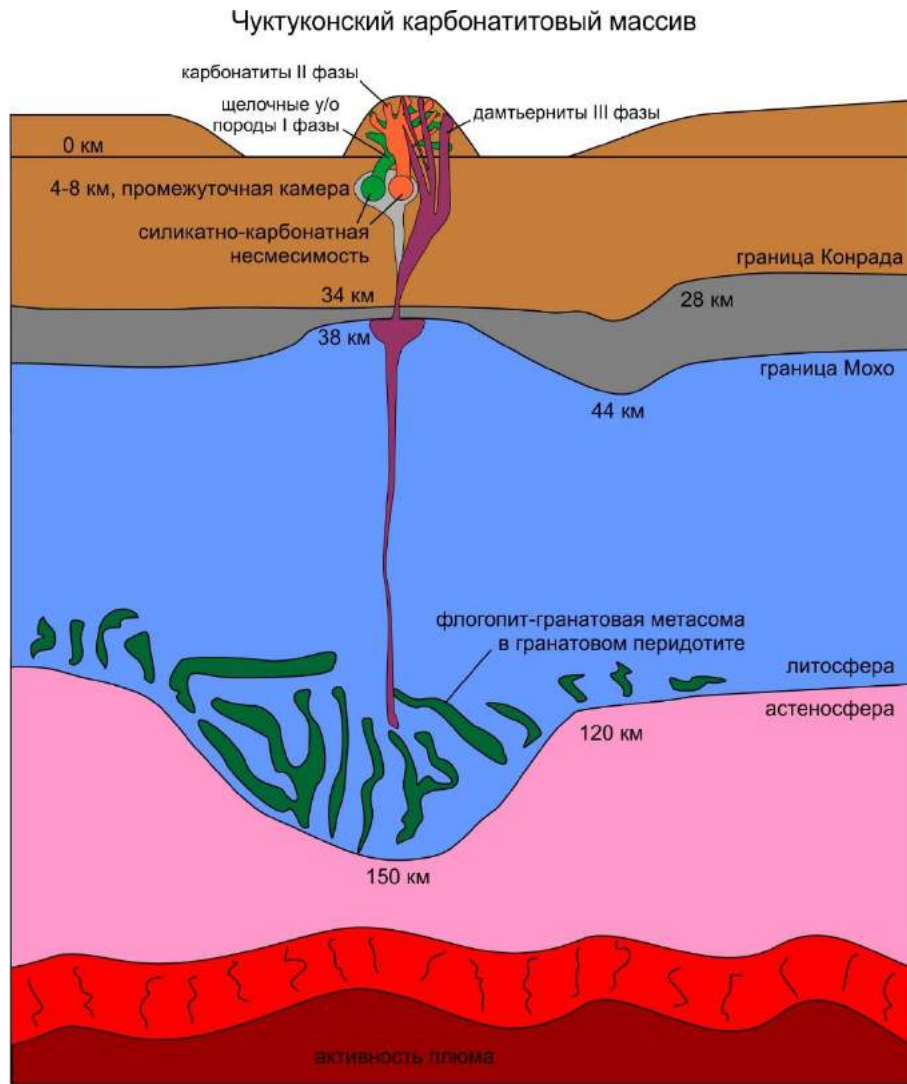


Рисунок 6.3. Строение литосферы под Сибирским кратоном, построенное по профилю А-Б на рисунке 2.2, и схематичная модель образования пород Чуктуконского карбонатитового массива.

### 6.3. Связь с триасовой Сибирской изверженной провинцией

Одновозрастные породы Чуктуконского массива и Маймеча-Котуйской провинции (меймечиты, щелочные пикриты, меланефелиниты и породы Гулинского щелочного ультраосновного-карбонатитового комплекса) имеют перекрывающиеся Sr-Nd изотопные составы (рис. 5.3), что позволяет предположить, что родительские расплавы для пород этих комплексов образовались из мантийных источников под Сибирским кратоном, обладающих весьма близкими характеристиками. Геохимические характеристики щелочных силикатных пород Чуктуконского массива, пород Маймеча-Котуйской провинции и рассчитанного родительского расплава меймечитов (Sobolev et al., 2009) также весьма схожи между собой (рис. 5.1 в).

Когарко и Рябчиков (2000) и Рябчиков с соавторами (2009) предполагают, что родительские меймечитовые расплавы были образованы в связи с активностью мантийного плюма в результате двухстадийного процесса: частичного плавления лерцолита в астеносфере с последующим взаимодействием образовавшихся расплавов с материалом литосферной мантии (гарцбургитами) в ходе активности плюма. Эта точка зрения поддерживается наличием ксенолитов метасоматизированного шпинелевого лерцолита в дунитах Гулинского массива (Panina, 2012). Соболев с соавторами (2009) предложили схожую модель образования родительских меймечитовых расплавов. Отличие их модели заключается в предположении, что агентом метасоматоза являлся силикатно-карбонатный расплав, образованный в результате плавления океанической коры в голове плюма. Иванов с соавторами (Ivanov et al., 2018) предположили, что образование меймечитовых магм могло произойти в результате плавления астеносферной мантии под воздействием летучих, нежели чем плавления, вызванного активностью мантийного плюма.

Базальты Сибирских траппов, излившиеся в течение короткого временного отрезка и в большом объеме, пространственно и временно связанные с породами Чуктуконского массива и Маймеча-Котуйской провинции, по многочисленным предположениям, являются продуктами мантийного плюма (н-р: Basu et al., 1995; Arndt et al., 1995; Добрецов, 2008; Рябчиков и др., 2009; Соболев и др., 2009). Изотопные данные базальтов Сибирских траппов свидетельствуют о значительном отличии от пород Чуктуконского массива и Маймеча-Котуйской провинции (рис. 5.3) и, в основном, проявляют характеристики континентальной литосферы в источнике (например, Sharma et al., 1991, 1992; Lightfoot et al., 1993; Wooden et al., 1993; Fedorenko et al., 1996; Carlson et al., 2006).

Карлсон и соавторы (Carlson et al., 2006) предположили, что меймечиты и породы Гули имеют генетическую связь с основными объемами базальтов Сибирских траппов. Предположение согласуется с численным моделированием образования меймечитов во время взаимодействия между Сибирским плюмом и литосферой Сибирского кратона (Соболев и др., 2009). С другой стороны, Чуктуконский и Териновский массивы Чадобецкого комплекса расположены на значительном расстоянии от центра максимальной магматической активности. В цифровой модели плюмовой активности Соболева и соавторов (2009, 2011), плюмовый материал может распространяться по границе литосферы достаточно быстро (около 2000 км / млн. лет), разрушая при этом нижнюю часть литосферы. Поэтому представляется возможным, что плюмовый материал сумел преодолеть значительное расстояние (>5000 км) от фокальной зоны активности плюма и добраться до области образования пород Чадобецкого комплекса. Однако, учитывая высокую температуру этого шлейфа (1600-1650 °С) и большой объем эродированного литосферного материала (Соболев и др., 2009, 2011), маловероятно, что эти первичные расплавы, приведшие к образованию пород Чуктуконского массива, смогли бы сохранить свои исходные изотопные и геохимические характеристики.

С другой стороны, в той же работе Карлсон и соавторы (Carlson et al., 2006) отметили изотопное и геохимическое сходство между сибирскими кимберлитами разных возрастных групп и меймечитов и показали, что первичные магмы для этих пород были получены из долгоживущего мантийного источника, который находился под Сибирским кратоном до и после извержения Сибирских траппов. Авторы полагают, что этот долгоживущий мантийный источник, ранее испытывавший силикатно-карбонатный метасоматоз, мог нагреться и активизироваться под воздействием тепла плюма, претерпевая частичное плавление, вследствие чего образовались родительские расплавы для щелочных пород.

Образование щелочных пород Гули и Чуктукона связано с более низкой степенью частичного плавления и объема магмы и более высоким содержанием  $\text{CO}_2$  по сравнению с меймечитами. Это предположение согласуется с численной моделью плюмовой активности Соболева и др. (2009, 2011) и исследований легких благородных газов Буйкина и соавторов (2017), которые отметили отсутствие характеристик плюма в источнике карбонатитов Гули.

Исходный магматический расплав в процессе внедрения и сопутствующего изменения P-T условий, вероятно, испытал ликвационное расслоение на существенно силикатную и карбонатную фракции с высокой концентрацией летучих компонентов, что привело к образованию большого количества тел карбонатитов и диатрем щелочных ультраосновных силикатных пород с большим количеством магматического карбоната в их

составе. При этом, вероятно, вода играла вспомогательную роль по отношению к двуокиси углерода. Экспериментальное изучение флогопита, который имеет существенное значение в высокбарических породах, в системе флогопит–вода–двуокись углерода показало, что его устойчивость возрастает по мере увеличения парциального давления двуокиси углерода (Соболев и др., 2009). Также об этом свидетельствует характер изменения силикатных минералов во вкрапленниках в щелочных ультраосновных силикатных породах массива.

Исследования глубинных ксенолитов свидетельствует о том, что, в целом, перидотиты субкратонной литосферы на глубинах, соответствующих зарождению кимберлитовых и подобных расплавов, характеризуются  $fO_2$  в диапазоне от значений, характерных для IW-буфера до IW+2 лог. ед. (Woodland, Koch, 2003). В таких восстановленных условиях стабильной фазой-концентратором углерода должен быть алмаз, а не карбонат, поэтому карбонаты редки в мантийных ассоциациях (Dawson, 1980; Буланова, Павлова, 1987; Соболев, 2009). Однако, тепловое воздействие плюма инфильтрация метасоматических агентов, которыми могут являться флюиды и карбонатитовые расплавы в алмазсодержащую литосферу может привести к ее окислению вплоть до преобразования безводных гарцбургитов во флогопит-содержащие лерцолиты и уничтожению алмазов (Creighton et al., 2009; Ernst, Bell, 2010; Сокол и др., 2015).

#### 6.4. Особенности состава и изменения ниобиевой минерализации

Минералого-петрографические исследования показали, что набор минералов ниобия менялся во время эволюции Чуктуконского массива. В ультраосновных щелочных породах первой и третьей фаз ниобий содержится в пирохлоре, перовските и бруките, но общая его концентрация в этих породах невелика. В карбонатитах, породах второй фазы внедрения, напротив, формируется богатейшая ниобиевая минерализация. В первичных карбонатитах Nb находится во фторкальциопирохлоре и риппите. Важно отметить, что в некоторых образцах карбонатитов риппит распространен широко и становится важным концентратором ниобия наряду с пирохлором. Включения пирохлора в кристаллах риппита указывает на то, что риппит образовывался совместно или позднее, чем пирохлор. В кристаллах этих минералов наблюдается осцилляционная зональность с варьирующим содержанием ниобия, титана и кремния, что может свидетельствовать об их совместной кристаллизации.

В гидротермально измененных карбонатитах появляется Nb-гетит и Nb-брукит. Первичный магматический пирохлор замещается вдоль трещин гидротермальным пирохлором, имеющим повышенные содержания Sr, Ba, Pb и лёгких РЗЭ (рис. 3.7, 3.8). Процесс может быть отображен следующими реакциями:



Общее выражение, описывающее процесс изменения пирохлора (Nasraoui and Bilal, 2000):



Описанные тенденции являются общими для большинства пирохлоров из карбонатитов во всем мире (Lumpkin, Ewing, 1995). Аналогичные изменения были описаны в образцах из Мабуни, Габон (Laval et al., 1988); Маунт Вельд, Австралия (Lottermoser, England, 1988); Томтор, Россия (Энтин и др., 1993); Арахá, Бразилия (Lumpkin, Ewing, 1995) и других.

Считается, что катионный обмен в пирохлорах происходит при относительно низких значениях pH (Nasraoui, Bilal, 2000). Такие кислые растворы, вероятно, ответственны за подвижность Ca, Fe, REE и F и приводили к образованию гетита, насыщенного карбонатфторапатитом, Ca-REE-фторкарбонатов и монацита-(Ce). Кроме того, гидротермальные флюиды полностью растворяют фторапатит в карбонатитах, о чем

свидетельствуют петрографические наблюдения (отсутствие фторапатита в гидротермально измененных карбонатитах и его наличие в пирохлоре в виде включений).

Экспериментальные исследования показывают, что в подкисленной среде подвижность ниобия значительно увеличивается (Soisson et al., 1961; Bock, 1979; Zraisky et al., 2010; Linnen et al., 2014; Timofeev et al., 2015). Этот процесс подтверждается наличием богатых ниобиевых кайм в бруките и Nb-гетите в гидротермально измененных карбонатитах.

Последовавшие после гидротермальных изменений процессы выветривания карбонатитов привели к образованию коры выветривания до 150 метров и более, обогащенной Nb, P и REE (Slukin, 1994; Цыкина, 2004). Химические реакции выветривания привели к растворению и разложению первичных минералов и образованию ниобий-содержащих гидроксидов железа, монацита-(Ce), черчитита-(Y), флоренсита-(Ce) и других.

Остатки первичного пирохлора в конечном итоге подверглись выщелачиванию катионов на позиции А и их замещению Ba, Sr, LREE и Pb в процессе интенсивного выветривания. При детальном исследовании образцов коры выветривания нашей коллекции, в них не было обнаружено кристаллов либо фрагментов пирохлора или других ниобий-содержащих частиц с дискретными границами в матриксе гетита. Вероятно, экстремальное выветривание приводит к полному разложению минералов группы пирохлора и образованию Nb-гетита. Аналогичный процесс наблюдался в Сейс-Лагосе, Бразилия (Mitchell, 2015) и Mt. Weld, Австралия (Lottermoser, England, 1988).

Помимо обнаруженных нами Sr-пирохлоров, другими исследователями (Slukin, 1994; Цыкина, 2004; Кириченко и др., 2012) в коре выветривания были описаны пирохлоры, содержащие барий, свинец и церий. На снимках спектров пород, полученных методом рентгеновской дифракции, отмечаются пики, соответствующие богатым Ba и Sr минералам супергруппы пирохлора, и, согласно расчетам В. Власова и А. Лапина, содержание минералов супергруппы пирохлора в среднем минеральном составе руд составляет 1,65% (Цыкина, 2004). Кроме того, Цыкина (2004) выявила сильную положительную корреляцию между содержанием железа и ниобия. Согласно нашим наблюдениям, минералы супергруппы пирохлора в коре выветривания встречаются гораздо реже, чем по расчетам В. Власова и А. Лапина, но из-за выявленной корреляции мы заключаем, что ниобий сосредоточен в структуре других супергенных минералов, главным образом в гетите, вероятно, в виде мелкой механической примеси, обнаружить которую на сканирующем микроскопе не удалось.



Образование риппита, уникального на данный момент природного соединения ниобия, кремния, калия и титана, вызывает крайне большой научный интерес. Существуют синтетические аналоги такого соединения, используемые в лазерах, поэтому изучение условий образования риппита может внести существенный вклад в знания по синтезу этого соединения. По всей видимости, такой синтез благоприятно протекает в карбонатных системах. Необходимо отметить, что соединение с пропорциями основных компонентов (К: Nb: Si), подобными риппиту, описано в карбонатитах комплекса Агахá, Бразилия (Traversa et al., 2001). Авторы определили минерал как ненадкевичит (группа лабунцовита) из-за низкой общей суммы. Принадлежность этой находки к риппиту или К-вуоярвиту (группа лабунтсовита), возможно, выявится в дальнейших исследованиях этого объекта.

Существует множество описаний полиморфных модификаций оксида титана в карбонатитах: например, рутил в интрузиях Вуоярви и Кангадубе, карбонатитах Веселое на Кольском полуострове (Bulakh et al., 2000; Pilipiuk et al., 2001; Doroshkevich et al., 2007 б) и рутил совместно с брукитом в комплексе Солпетеркоп, Южная Африка (Verwoerd et al., 1995). В основном, рутил и брукит не встречаются в карбонатитах в больших количествах, однако в некоторых случаях они способны образовать гидротермальные месторождения, ассоциированные с карбонатитовыми комплексами. Например, в Magnet Cove, США, который является месторождением крупных кристаллов брукита (Verwoerd et al., 1995). По всей видимости, Nb может быть перераспределен гидротермальными флюидами при более поздних процессах, как это происходит в брукитах чуктуконских карбонатитов.

Наличие Nb в составе гетита (до 14 мас.% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) было описано в немногих природных системах, например, в коре выветривания в комплексе Луэш, Конго (Wall et al., 1996). Авторы пришли к выводу, что Nb может входить в структуру гетита. Кроме того, гетит с количествами Nb до 0,3 формульных единиц. был синтезирован при низких температурах в работах Oliveira et al. (2007, 2008, 2010), что доказывает, что Nb-гетит может возникать при супергенных и низкотемпературных гидротермальных процессах. С одной стороны, ниобий содержащий гетит может образовываться в результате замещения первичных Nb-минералов. С другой стороны, агрегаты Nb-гетита из матрицы выглядят достаточно однородными и не имеют явных включений Nb-частиц с явными механическими границами (например, пирохлора), наблюдаемых даже при максимальном увеличении на электронном микроскопе. Кроме того, Цыкина (2004) определила сильную линейную корреляцию между Fe и Nb в коре выветривания Чуктукона.

Приведенные выше данные позволяют сформулировать третье защищаемое положение.

Ниобий-редкоземельная минерализация карбонатитов Чуктуконского массива представлена фторкальциопироксидом, риппитом, ниобий-содержащим брукитом, дациншанитом-(Ce), бурбанкитом, фтор-апатитом. На этапе гидротермального преобразования карбонатитов этот набор минералов сменился на оксикальциопироксид и Sr-Ba-PЗЭ разновидность пироксидов, брукит, ниобий-содержащие гидроксиды железа, фторкарбонаты PЗЭ (паризит-(Ce), синхизит-(Ce)), монацит-(Ce), олекминскит, черчит-(Y), флоренсит-(Ce). Ниобий-редкоземельная минерализация в коре выветривания представлена ниобий-содержащими гидроксидами железа, монацитом-(Ce), флоренситом-(Ce), черчитом-(Ce).

## Заключение

Возраст щелочных ультраосновных пород первой фазы внедрения Чуктуконского массива, классифицированных как айликиты, определен как  $252 \pm 12$  млн лет. Возраст карбонатитов, образовавшихся во вторую фазу внедрения, соответствует  $231,1 \pm 2,7$  млн лет. Возраст щелочных ультраосновных пород третьей фазы внедрения, классифицированных как дамтьерниты, определен как  $256,7 \pm 1,1$  млн лет. Формирование коры выветривания происходило в середине мелового периода  $102,6 \pm 2,9$  млн лет.

Карбонатиты являются кальцитовыми разновидностями с богатой ниобий-редкоземельной минерализацией и оруденением, представленными фторкальциопирохлором, риппитом, ниобий-содержащим брукитом, дациншанитом-(Ce), бурбанкитом, стронцианитом. Риппит является новым минералом, установленном впервые в карбонатитах Чуктуконского массива, и использованном в качестве геохронометра. Гидротермальное изменение карбонатитов приводит к изменению фторкальциопирохлора по принципу ионного обмена с замещением натрия, кальция и фтора вакансиями и формированию ниобий-содержащих гидроксидов железа, фторкарбонатов редких земель (паризита-(Ce), синхизита-(Ce)), монацита-(Ce), олекминскита. Процессы выветривания привели к изменению состава пирохлора на разновидности, обогащенные Sr, Ba, PЗЭ, формированию монацита-(Ce) и большого объема ниобий-содержащих гидроксидов железа в коре выветривания.

Геохимические и изотопные характеристики пород Чуктуконского массива указывают на то, что первичные расплавы образовались в результате частичного плавления умеренно деплетированного гранат-содержащего карбонатизированного мантийного источника под Сибирским кратоном. Мелилититы и карбонатиты являются продуктами разделения первичного расплава на несмесимые силикатную и карбонатную жидкости в магматической камере на глубине 4-8 км под Чадобецким поднятием. Дамтьерниты, образовавшиеся в третью фазу внедрения, являются продуктом расплавов, быстро мигрировавших к поверхности без или с минимальными изменениями характеристик. Геохимические характеристики пород менялись в результате процессов выветривания, с обогащением коры выветривания Zn, Th, U, Nb, Pb и PЗЭ относительно первичных пород и изменением Sr и Nd изотопного состава.

**Список литературы**

Андреева И.А., Наумов В.Б., Коваленко В.И., Кононкова Н.Н. Фторидно-сульфатные и хлоридно-сульфатные солевые расплавы карбонатитового комплекса Мушугай-Худук, Южная Монголия//Петрология. – 1998. - №6. – С.284–292.

Березий А. Е., Крусь З. И., Шевченко В. В. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Ангаро-Ленская. Лист О-47-ХІІІ. Объяснительная записка. – М., 1976. 92 с.

Благовещенская М. Н. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист О-47 – Иланский. – М.: Госгеолтехиздат, 1958.

Благовещенская М. Н. Чадобецкое куполовидное поднятие // Информационный сборник. – Л.: ВСЕГЕИ, 1959, № 8. С. 71–82.

Буланова ГЛ., Павлова Л.П. Ассоциация магнезитового перидотита в алмазе из трубки «Мир» //Докл. АН СССР. 1987. -Т.295. - №6. - С.1454-1456.

Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А., 2006. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма. Геология и геофизика, т. 47, № 1, с. 166—182.

Варганов А.С., Алясев В.А., Попова Н.Н. и др. Геологическое доизучение масштаба 1:200 000 в южной части Сибирской платформы на Чадобецкой площади (лист О-47-IV) 409 стр.

Варганов А. С., Попова Н. Н., Сосновская О. В., Смокотина И. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист Р-47 – Байкит. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 359 с. + 15 вкл.

Василенко В. Б., Крюков А. В., Кузнецова Л. Г. Петрохимические типы щелочно-ультраосновных пород Чадобецкого поднятия // Геология и геофизика, 1989, № 8. С. 46–54.

Васильев Ю.Р., Гора М.П., Кузьмин Д.В., 2017. Петрология фойдитового и меймечитового вулканизма Маймеча-Котуйской провинции (Полярная Сибирь). Геология и геофизика, т. 58, № 6, с. 817—833.

Васюкова Е.А., Изох А.Э., Борисенко А.С., Павлова Г.Г., Сухоруков В.П., Чан Туан Ань. Петрология и возрастные рубежи раннемезозойских лампрофиров Горного Алтая // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 2001—2021.

Васюкова Е.А. Петрология и флюидный режим формирования лампрофиров Чуйского комплекса : (Юго-Восточный Алтай - Северо-Западная Монголия) / Е. А. Васюкова ; отв. ред. А. С. Борисенко ; Ин-т геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН. - Новосибирск : Издательство Сибирского отделения Российской академии наук, 2017. - 156, [1] с. : ил., цв.ил. ; 25 см. - Библиогр.: с. 142-143. - 100 экз. - ISBN 978-5-7692-1556-8 (в пер.)

Владыкин Н.В. Петрология калиево-щелочных лампроит-карбонатитовых комплексов, их генезис и рудоносность // Геология и геофизика. - 2009. - Т.50. - №12. - С. 1443-1455.

Врублевский В.В., Гертнер И.ф., Поляков Г.В., Изох А.Э., Крупчатников В.И., Травин А.В., Войтенко Н.Н. Ag-Ag-изотопный возраст лампроитовых даек Чуйского комплекса, Горный Алтай // ДАН, 2004, т. 399, № 4, с. 516—519.

Врублевский В.В., Войтенко Н.Н., Романов А.П., Поляков Г.В., Изох А.Э., Гертнер И.ф., Крупчатников В.И. Источники магм триасовых лампроитов Горного Алтая и Таймыра: (Sr, Nd)-изотопные свидетельства плюм-литосферного взаимодействия // ДАН, 2005, т. 405, № 5, с. 658—660.

Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист О-46,(47) – Красноярск / Отв. ред. Е. К. Ковригина, Н. С. Подгорная. – Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 167 с.

Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист О-(47), 48 – Усть-Кут /Отв. ред. Е. К. Ковригина. – Л.: ВСЕГЕИ, 1984. 172 с.

Гладышев М. А. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Ангаро-Ленская. Лист О-47-XXXV. Объяснительная записка. – М., 1967. 53 с.

Гришин М. П., Лотышев В. И., Сурков В. С. и др. Глубинное строение региона на основе анализа геофизических данных // Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. Сибирская платформа. – Л.: Недра, 1987. С. 92–96.

Дашкевич И. И., Стародубов Г. С., Германов Е. К. О кимберлитовых трубках в структуре Чадобецкого поднятия // Мат-лы по геологии Красноярского края. Вып. 3. – Красноярск, 1962. С. 18–32.

Дашкевич Н.Н., 1999. Региональный прогноз кимберлитового магматизма в юго-западной части Сибирской платформы. // Геология и полезные ископаемые Красноярского края, с. 31-42.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Физико-химические условия на границе ядро—мантия и образование термохимических плюмов // ДАН, 2003, т. 393, № 6, с. 797—801.

Добрецов Н.Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 587—604

Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1159—1187.

Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С. К оценке условий образования редкоземельных карбонатитов Западного Забайкалья//Геология и Геофизика. – 2004. - Т.45. - №4. - С.492-500.

Заби́ров Ю. А., Стреляев В. И. Геологическое строение Чадобецкого поднятия по результатам крупномасштабного картирования // Проблемы геологии и металлогении Сибири. – Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1969. С. 80–92.

Зайцев Н. С., Ляхович В. В. Ультраосновные жильные породы Чадобецкого поднятия // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 2. С. 58–66.

Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции / Отв. ред. В.С. Шкодзинский. Якутск, ИГАБМ СО РАН, 2010, 108 с.

Иванов А. В., Рябов В. В., Шевко А. Я. Изотопная геохронология-III // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. – М.: ИГЕМ, 2006. С. 278–282.

Каргин, А. В., Носова, А. А., Постников, А. В., Чугаев, А. В., Постникова, О. В., Попова, Л. П., Пошибаев, В. В., Сазонова, Л. В., Докучаев, А. Я., Смирнова, М. Д., 2016. Девонские ультрамафические лампрофиры Иркинеево-Чадобецкого прогиба юга-запада Сибирской платформы: возраст, состав и значение для прогноза алмазности. / Геология рудных месторождений. Т. 58, № 5., С. 430–450.

Каргин А.В., Голубева Ю.Ю., Демонтерова Е.И., Ковальчук Е.В. 2017 Петрографо-геохимическая типизация триасовых щелочно-ультрамафических пород севера Анабарского алмазносного района, Якутия. // Петрология, 2017, том 25, № 6, с. 547–580.

Когарко Л.Н., 2005. Роль глубинных флюидов в генезисе мантийных гетерогенностей и щелочного магматизма. Геология и геофизика, т. 46, № 12, с. 1234—1245.

Когарко Л.Н. (а). Обогащенные мантийные резервуары – источник щелочного магматизма // Глубинный магматизм, его источники и плюмы: Тр. 6 Междун. семинара: [Иркутск-Мирный. июнь 2006 г.]. Иркутск: Ин-т географии СО РАН, 2006. С. 55-70.

Когарко Л.Н. (б). Роль глобальных флюидов в генезисе мантийных гетерогенностей // Флюиды и геодинамика. М.: Наука, 2006. С. 46-63.

Когарко Л.Н. (в). Щелочной магматизм и обогащенные мантийные резервуары: механизмы возникновения, время появления и глубины формирования // Геохимия. 2006. № 1. С. 5-13.

Когарко Л.Н., Зартман Р.Э. Новые данные о возрасте Гулинской интрузии и проблема связи щелочного магматизма Маймеча-Котуйской провинции с Сибирским суперплюмом (данные по изотопии U-Th-Pb системы) // Геохимия, 2011, № 5, с. 462—472.

Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д., Кузьмин Д.В. Высокобариевая слюда в оливинитах Гулинского массива (Маймеча-Котуйская провинция, Сибирь) // Геология и геофизика, 2012, т. 53, № 11, с. 1572—1579

Кравченко С. М., Багдасаров Ю. А. Геохимия, минералогия и генезис апатитоносных массивов (Маймеча-Котуйская карбонатитовая провинция). Редактор Е. И. Семенов ; АН СССР. ИМГРЭ. - М.: Наука, 1987. - 129 с.

Лавриков В. М., Смолякова В. П. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Ангаро-Ленская. Лист О-47-XXIII. Объяснительная записка. – М., 1982. 96 с.

Лапин А.В., Черепивская Г.Е. Флоренсит из латеритных кор выветривания карбонатитов // Прогнозирование и оценка карбонатитов. М.: ИМГРЭ, 1989. - С. 120-124.

Лапин А.В., Пятенко И.К., 1992. Чадобецкий комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов: новые данные о составе, строении и условиях формирования // Известия РАН, №6, стр. 88-101.

Лапин А.В. Черчит из латеритных кор выветривания карбонатитов и поведение редких земель в зоне гипергенеза. //Докл. РАН. 1992. - т. 325, № 6. - с. 1209-1013.

Лапин А.В., 2001. О кимберлитах Чадобецкого поднятия в связи с проблемой формационно-металлогенического анализа платформенных щелочных-ультраосновных магматитов. // Отечественная геология, №4, стр. 30-35.

Лапин А.В., Лисицын Д.В., 2004. «О минералогическом типоморфизме щелочных ультраосновных магматитов Чадобецкого поднятия.» // Отечественная геология, №6, с. 83-92.

Лапин А.В., Куликова И.М., Левченко Е.Н., 2016. О перспективном типе апатит-пироксеновых руд в породах экзоконтактового ореола карбонатитов // Разведка и охрана недр, № 11, стр. 36-41.

Летникова Е.ф., Изох А.Э., Николенко Е.И., Похиленко Н.П., Шелестов В.О., Хилен Джен, Лобанов С.С. Позднетриасовый этап магматической активности высококалиевого трахитового вулканизма северо-востока Сибирской платформы: свидетельства в осадочной летописи // ДАН, 2014, т. 459, № 3, с. 1—5.

Ломаев В.Г., Сердюк С.С., 2011. Чуктуконское месторождение ниобий-редкоземельных руд – приоритетный объект для модернизации редкометалльной промышленности России. Журнал Сибирского федерального университета. Серия: техника и технологии. Т. 4, №2, стр. 132-154.

Лурье М. Л., Полунина Л. А. Ультраосновные породы Чадобецкого поднятия // Геологическое строение СССР, т. 2. Магматизм. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. С. 141–145.

Малич К.Н., Хиллер В.В., Баданина И.Ю., Белоусова Е.А. Результаты датирования ториянита и бадделеита карбонатитов Гулинского массива (Россия) // ДАН, 2015, т. 464, № 4, с. 664—667.

Мельников Н. В. Корреляция подсолевых нефтегазоносных отложений Юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1982, № 3. С. 29–41.

Наговицин К. Е. Новые сложные формы микрофоссилий позднего рифея (Енисейский край) // Палеонтологический журнал, 2001, № 3. С. 5–13.

Николенко Е.И., Логвинова А.М., Изох А.Э., Афанасьев В.П., Олейников О.Б., Биллер А.Я. Ассоциация хромшпинелидов из верхнетриасовых гравелитов северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика. - 2018. - Т.59. - № 10. - С.1680-1700. - ISSN 0016-7886.

Павлова Г.Г., Борисенко А.С., Говердовский В.А., Травин А.В., Жукова И.А., Третьякова И.Г. Пермотриасовый магматизм и Ag-Sb оруденение Юго-Восточного Алтая и Северо-Западной Монголии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 720—733.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье, исправленное и дополненное. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.

Полунина Л. А. Чадобецкий комплекс ультраосновных пород // Геология Сибирской платформы. – М.: Недра, 1966. – С. 135–143.



Проскурнин В.Ф., Петров О.В., Багдасаров Э.А., Розинов М.И., Толмачева Е.В., Ларионов А.Н., Бильская И.В., Гавриш А.В., Мозолева И.Н., Петрушков Б.С. О происхождении карбонатитов Восточного Таймыра на основе изотопно-геохимического изучения цирконов // Зап. РМО, 2010, т. 139, № 1, с. 19—36.

Романчев В.П., Соколов С.В. Ликвация в образовании и геохимии пород карбонатитовых комплексов//Геохимия. – 1980. - №16. С.125–135.

Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н., Соловова И.П. 2009 Физико-химические условия магмообразования в основании Сибирского плюма по данным исследования расплавных микровключений в меймечитах и щелочных пикритах Маймеча-Котуйской провинции. // Петрология, 2009, т. 17, № 3, с. 311-323.

Семихатов М.А., Чумаков Н.М. Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М., Наука, 2004, 299 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 550).

Скляров Р. Я. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Ангаро-Ленская. Лист О-47-IV. Объяснительная записка. – М., 1971. 96 с.

Скляров Р. Я. Некоторые черты геологического строения Чадобецкого антиклинального поднятия // Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. 3. – Красноярск: Красноярское кн. изд-во, 1962. С. 21–29.

Скляров Р. Я. Стратиграфия докембрийских отложений Чадобецкого поднятия // Тез. докл. совещ. по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск, 1962. С. 62–65.

Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Левицкий В.И., Сальникова Е.Б., Старикова А.Е., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеенко А.М.. Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты раннепалеозойской Ольхонской коллизионной системы//Геология и геофизика. – 2009. - №12. – С.1409-1427.

Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1588–1606.

Соболев Н.В., Логвинова А.М., Ефимова Э.С. Сингенетические включения флогопита в алмазах кимберлитов: свидетельство роли летучих в образовании алмазов // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1588–1606.

Сокол А.Г., Крук А.Н., Чеботарев Д.А., Пальянов Ю.Н., академик Соболев Н.В. (2015) Условия карбонатизации и верлитизации литосферных перидотитов при их взаимодействии с карбонатитовыми расплавами. Доклады академии наук, том 465, № 5, с. 577–582. DOI: <https://doi.org/10.7868/S0869565215350212>

Сокол А.Г., Крук А.Н., Чеботарев Д.А., Пальянов Ю.Н., Соболев Н.В. Состав граната как индикатор условий взаимодействия перидотит–карбонатит в субкратонной литосфере (по экспериментальным данным) // Доклады Академии наук. - 2015. - Т.463. - № 3. - Ст.331.

Сокол А.Г., Крук А.Н., Чеботарев Д.А., Пальянов Ю.Н., Соболев Н.В. Условия образования флогопита при взаимодействии карбонатитовых расплавов с перидотитами субкратонной литосферы // Доклады Академии наук. - 2015. - Т.462. - № 6. - Ст.696.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. Москва: Мир, 1988. 380 с.

Чеботарев Д.А., Дорошкевич А.Г., Шарыгин В.В. Ниобиевая минерализация в карбонатитах Чуктуконского массива, Чадобецкое поднятие, Красноярский край. Щелочной магматизм земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов. Школа "Щелочной магматизм земли" Москва, 27 мая 2016 г. Труды XXXIII Международной конференции. Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской Академии Наук (ГЕОХИ РАН); Ответственный редактор Л.Н. Когарко. 2016. Стр. 143-146

Чеботарев Д.А., Дорошкевич А.Г., Шарыгин В.В., Пономарчук А.В., Юдин Д.С., Сергеев С.А. (2017) Геохронология Чуктуконского карбонатитового массива, Чадобецкое поднятие, Красноярский край, Россия. Геология и геофизика, т. 58, №10, с. 1542-1553.

Чубугина В. Л. О щелочно-ультраосновных породах Чадобецкого поднятия и их взаимосвязи // Новые данные по геологии юга Красноярского края. – Красноярск, 1964. С. 166–174

Хоментовский В. В. Об определении объема верхнего венда и его расчленении по строматолитам и микрофитолитам // Изв. АН СССР. Сер. геол, 1972, № 6. С. 124–128.

Цыкина С.В. Диссертационная работа на тему: «Чуктуконское Nb-TR месторождение. Моделирование, типизация руд и оценка перспектив.» Государственное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Государственный университет цветных металлов и золота», Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья. Красноярск, 2004, 149 стр.

Шенфиль В. Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1991. 185 с.

Шенфиль В. Ю., Диденко А. Н., Карлова Г. А., Пятилетов В. Г. Проблемы стратиграфического расчленения и межрегиональной корреляции докембрийских отложений Чадобецкого поднятия // Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Сибири. – Новосибирск: ИГиГ., Сиб. отд., 1982. С. 50–82.

Энтин А.Р., Еременко Г.К., Тянь О.А. О стадийности изменения первичных пироксенов // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. № 5. С. 1218–1221.

Юркин В. И., Крюков А. В. Основные черты строения и состава кимберлитовых трубок Чадобецкого поднятия // Геологические предпосылки поисков полезных ископаемых в Красноярском крае. Вып. 6. – Красноярск, 1969. С. 147–155.

#### Фондовая

Анучин Л. Г., Лисицын В. И. Геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 Чадобецкого поднятия на площади листов О-47-20-А, Б, В, Г; О-47-21(а, в), В(а, в) и общие поиски месторождений редких металлов и фосфатных руд, проведенных Чадобецкой партией в 1988–1992 гг. Отчет АнГРЭ. Мотыгино, 1992

Ахметшин В.А., Ахметшина А.К., Германов Е.К. Овечкина А.Г. Отчёт о работах Теринской геофизической партии за 1961 год на северо-западной окраине и в центральной части Чадобецкого поднятия. Красноярский ТФГИ, 196.

Бабинцев А. Ф., Попов А. Н., Гутина О. В. Составление единой корреляционной схемы верхнепротерозойских отложений внутренних районов юго-западной части Сибирской платформы и ее обрамления (включая Енисейский кряж). – Красноярск, КНИИГГиМС, 2003.

Германов Е.К., Ахметшина А.К., Ахметшин В.А. Отчёт о работах Теринской геофизической партии в центральной части Чадобецкого поднятия. Красноярский ТФГИ, 1961.

Глушков В. М. Геологическое строение и полезные ископаемые нижнего течения р. Чуня. Отчет Чунской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50 000 с общими поисками в бассейне нижнего течения р. Чуня, проведенной в 1986–1991 гг. на Чунской площади. Листы Р-47-75-Г; -76-В,Г; -77-В,Г; -87-Б,Г; -88-А,Б; -89-А,Б; -90-А,В. Красноярск, 1991

Дека А.А. Геологическое строение центральной части Ангарских складок. (Отчет Ангарской тематической партии № 204/95-97). Красноярский ТФГИ, 1997.

Дека А. А. Отчет о геологических результатах работ Енисейского производственного геологического объединения по разведке нефти и газа за 2004., 2004.

Евграфов А.А. Дополнение к отчету (Создание опорного профиля «Алтай-Северная Земля».) Красноярский ТФГИ, 2004.

Жураковский Б.А. Отчет об аэромагнитометрических работах Зелеевской аэрогеофизической партии за 1963 г. Мотыгино, 1964.

Жураковский Б.А., Шкварников С.Н. Гравиметрическая съёмка масштаба 1:50 000 на Чадобецкой площади. Отчёт Татарской и Ванаварской партий за 1989-1991 г.г. Листы О-47-20-А,Б,В,Г; О-47-21-А-а,в; В-а,в. Красноярский ТФГИ, 1991

Забиров Ю. А., Быков А. Т., Стреляев В. И. Геологическое строение Чадобецкого бокситоносного района масштаба 1 : 50 000, пос. Мотыгино, 1967.

Зонова О.В. Общие поиски месторождений ниобия на Чуктуконском поднятии. Красноярский ТФГИ, 1985.

Кириченко В.Т., Зуев В.К., Перфилова О.Ю., Сосновская О.В., Смокотина И.В., Маркович Л.А., Бородин В.П., Миронюк Е.П. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист О-47 – Братск. Объяснительная записка. – Санкт-Петербург: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012, 470 с. + 11 вкл.

Киселев Ю.Н., Середа Б.Н. Отчёт о работах Средне-Чадобецкой геофизической партии за 1961 год на юго-западной окраине Чадобецкого поднятия и Кодинской антиклинали зоны Ангарских складок. Красноярский ТФГИ, 1962.

Клюкас В.И. Аэромагнитная съёмка масштаба 1:25 000 на Теринской площади. Красноярский ТФГИ, 1995.

Кошук Н. П. Геофизические исследования ОГГ ВСП в западной части Камовского свода. Енисейгеофизика, Богучанская геофизическая экспедиция, 1996.

Кошук Е.В. Региональные сейсморазведочные работы. Оморинская с/п № 42/92-94. Отчет о результатах опытно-методических работ Оморинской с/п № 42/92-94. Красноярский ТФГИ, 1994.

Крюков А.В. и др. Алмазоносность и перспективная оценка территории Красноярского края на алмазы. Объяснительная записка к карте алмазоносности Красноярского края масштаба 1:500 000. Красноярский ТФГИ, 1981.

Крюков А.В., Зимин А.М. и др. Поиски алмазов в бассейне средних течений рек Подкаменной Тунгуски и Ангары. (Отчет Кординской полевой партии за 1980-1984 годы). Красноярский ТФГИ, 1984.

Крюков А. В., Зимин А. М. Составление карты алмазоносности Красноярской части Сибирской платформы масштаба 1 : 1 500 000, Красноярск, 1997.

Лапин К. М. Отчет по теме 0.150.01.04. «Разработать геохимические и минералоготехнологические критерии практической оценки главных типов редкометалльных кор выветривания карбонатитов Енисейского кряжа и Чадобецкого поднятия и дать рекомендации по направлению...», 1987.

Мкртычян Г. А. Поиски месторождений алмазов на Енболакской площади в Красноярском крае. – Красноярск, 2005.

Писарев В.Г. Аэромагнитная съемка масштаба 1:50 000 на Чадобецкой площади (Отчет Северо-Енисейской геофизической партии за 2000-2001 гг.). Красноярский ТФГИ, 2002.

Сапронов Н.Л., Москалев В.А. Составление мелко- и среднемасштабных карт геологической интерпретации результатов дешифрирования МАКС кимберлитовых районов юга Сибирской платформы (1991-1994 гг.) Красноярский ТФГИ, 1995.

Семенов Б.Г. Отчет Чадобецкой гравиметрической партии за 1964 год. Красноярский ТФГИ, 1964.

Скляр Р.Я. Геологическое строение Чадобецкого сводового поднятия (Отчет Теринской ГСП за 1961 г.) Красноярский ТФГИ, 1962.

Цакулов Б.Г., Скляр Р.Я. Геологическое строение бассейна р. Пуня (Отчет о геолого-съёмочных работах масштаба 1:200 000 Теринской партии в 1960 г.). Красноярский ТФГИ, 1961.

Шарыгин В.В., Дорошкевич А.Г., Чеботарев Д.А., 2016 Na-Sr-Ba-REE-карбонаты и фосфаты в минералах карбонатитов Чуктуконского массива, Чадобецкое поднятие, Красноярский край. Материалы XVII всероссийской конференции по термобарогеохимии, с. 180-182.

Юркин В. И., Павлинов О. А., Чубугина В. Л. Кимберлитовые трубки Чадобецкого поднятия и перспективы их алмазоносности. Окончательный отчет Чадобецкой ПСП за 1961–1963 гг. – Красноярск, 1964.

#### АНГЛОЯЗЫЧНЫЕ СТАТЬИ

Agashev A.M., Pokhilenko, N.P., Takazawa, E., McDonald, J.A., Vavilov, M.A., Watanabe, T., Sobolev, N.V., 2008. Primary melting sequence of a deep (>250km) lithospheric mantle as recorded in the geochemistry of kimberlite–carbonatite assemblages, Snap Lake dyke system, Canada. *Chem. Geol.* 255, 317–328. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.07.003>

Arndt N., Chauvel, C., Czamanske, G., and Fedorenko, V., 1998. Two mantle sources, two plumbing systems: tholeiitic and alkaline magmatism of the Maymecha River basin, Siberian flood volcanic province. *Contrib. Mineral. Petrol.* 133, 297–313. <https://doi.org/10.1007/s004100050453>

Bailey D.K., 1989 Carbonate melt from the mantle in the volcanoes of south-east Zambia. // *Nature*, т. 338, стр. 415–418.

Bailey D.K. Mantle carbonatite eruptions: Crustal context and implications // *Lithos.* – 1990. - V.26. - P.37-42.

Ballhaus, C.B., Berry, R.F., Green, D.H., 1991. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen barometer—implications for redox conditions in the Upper mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.* 107, 27–40.

Basu A.R., Poreda R.J., Renne P.R., Telchmann F., Vasiliev Y.R., Sobolev N.V., Turrin B.D. High-<sup>3</sup>He plume origin and temporal-spatial evolution of the Siberian flood basalts // *Science*, 1995, № 269, p. 825—882.

Bell K. Carbonatites: Genesis and Evolution. / London; Boston — Unwin Hyman, 1989 — 618 с.

Bell, K. and Dawson, J.B., 1995. Nd and Sr isotope systematics of the active carbonatite volcano, Oldoinyo Lengai. In: K. Bell and J. Keller (Editors), *Carbonatite Volcanism: Oldoinyo Lengai and the Petrogenesis of Natrocarbonaites*. IAVCEI Proc. in Volcanology, pp. 100-112

Bell, K., Simonetti, A., 1994. Mantle signatures in carbonatites. *Geol. Assoc. Can.-Mineral. Assoc. Can.*, program with abstracts, 19: A9.

Bell K, Simonetti A, 1996. Carbonatite magmatism and plume activity: implications from the Nd, Pb and Sr isotope systematics of Oldoinyo Lengai. *J Petrol* 37:1321–1339

Bell K., Tilton G.R. Nd, Pb and Sr isotopic compositions of East African carbonatites: evidence for mantle mixing and plume inhomogeneity. // *Journal of Petrology* — 2001 — т. 42 №10 — стр. 1927-1945

Bell, K., Rukhlov, A.S., 2004. Carbonatites from the Kola Alkaline Province: origin, evolution and source characteristics. In: Wall, F., Zaitsev, A.N. (Eds.), *Phoscorites and Carbonatites From Mantle to Mine: The Key Example of the Kola Alkaline Province*. vol. 10. Mineralogical Society Series, London, pp. 433–468.

Bose P.N. Geology of the Lower Narbada Valley between Nimawar and Kawant. // *Memoires of Geology Survey of India* — 1884 — т. 21 — стр. 1-72.

Bock R., 1979. A handbook of decomposition methods in analytical chemistry. John Wiley & Sons, Incorporated, 444 pp.

Brey G.P., Bulatov V.K., Giris A.V. Influence of water and fluorine on melting of carbonated peridotite at 6 and 10 GPa // *Lithos* — 2009 — т. 112. — стр. 249–259

Brogger W.C. Die Eruptivegesteine des Kristianiagebietes. IV. Das Fengebiet in Telemarken, Norwegen. *Norske / Vidensk. Skrift. Mat-Naturv. Kl.*, 1921 — 408 c.

Brooker R.A. The effect of CO<sub>2</sub> saturation on immiscibility between silicate and carbonate liquids: an experimental study // *J. Petrol.* - 1998. - V.39. - P.1905-1915.

Buhn B., Rankin A.H. Composition of natural, volatile-rich Na–Ca–REE–Sr carbonatitic fluids trapped in fluid inclusions // *Geochim. Cosm. Acta.* – 1999. – V.63.– P.3781–3797.

Bulakh A.G., Nesterov A.R., Zaitsev A.N., Pilipiuk A.N., Wall F., Kirillov A.S., 2000. Sulfur-containing monazite-(Ce) from late-stage mineral assemblages at the Kandaguba and Vuoriyarvi carbonatite complexes, Kola peninsula, Russia. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Monatshefte* 5, 217-233.

Carlson, R.W., Czamanske, G., Fedorenko, V., Ilupin, I., 2006. A comparison of Siberian meimechites and kimberlites: implications for the source of high-Mg alkalic magmas and flood basalts. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 7 (11). <https://doi.org/10.1029/2006GC001342>

Chebotarev D.A., Doroshkevich A.G., Klemd R, Karmanov N.S., 2017. Evolution of Nb-mineralization in the Chuktukon carbonatite massif, Chadobets upland (Krasnoyarsk Territory, Russia), *Period. Mineral.* 86, 99-118. <https://doi.org/10.2451/2017PM733>

Coulson I.M., Goodenough K.M., Pearce N.J.G., Leng M.J. Carbonatites and lamprophyres of the Gardar Province: a ‘window’ to the sub-Gardar mantle? // *Mineralogical Magazine* — 2003 — т. 67 — стр. 855–872.

Creighton S., Stachel T., Matveev S., Hofer H., McCammon C., Luth R.W. Oxidation of the Kaapvaal lithospheric mantle driven by metasomatism. // *Contributions to Mineralogy and Petrology* — 2009 — т. 157 — стр. 491–504.

Dasgupta R., Hirschmann, M.M., McDonough, W.F., Spiegelman, M., Withers, A.C., 2009. Trace element partitioning between garnet lherzolite and carbonatite at 6.6 and 8.6 GPa with applications to the geochemistry of the mantle and of mantle-derived melts. *Chem. Geol.* 262, 57–77. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.02.004>

Dalton, J.A., Presnall D.C., 1998. The continuum of primary carbonatitic-kimberlitic melt compositions in equilibrium with lherzolite: Data from the system CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub> at 6 GPa, *J. Petrol.* 39, 1953–1964. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.11-12.1953>

Dalrymple G.B., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Simonov O.N., Lanphere M.A., Likhachev A.P. A reconnaissance <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronologic study of ore-bearing and related rocks, Siberian Russia // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995, v. 59, № 10, p. 2071—2083.

Dalton J.A., Wood B.J. The compositions of primary carbonate melts and their evolution through wallrock reaction in the mantle//*Earth and Planet. Sci. Letters.* – 1993. – V.119. – P.511-525.

Daly R.A. *Igneous rocks and their origin* / New York — McGraw Hill, 1914 — 563 c.

Dawson J.B. Sodium carbonate lavas from Oldoinyo Lengai, Tanganyika. // *Nature* — 1962 — т. 195 — стр. 1075-1076.

Dawson J.B. *Kimberlites and Their Xenoliths.* / Berlin, Heidelberg — Springer-Verlag, 1980 — 252 c.

Doroshkevich A.G., Wall F., Ripp G.S. Magmatic Graphite in Dolomite Carbonatite at Pogranichnoe, North Transbaikalia, Russia//*Contrib. Miner. Petrol.* - 2007a. - V.153. - P. 339-353.

Doroshkevich A.G., Wall F., Ripp G.S. Calcite-bearing dolomite carbonatite dykes from Veseloe, North Transbaikalia, Russia and possible Cr-rich mantle xenoliths//*Mineral. Petrol.* - 2007(6). - V.90. - P.19-49.

Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Moore K.R. Genesis of the Khaluta alkaline-basic Ba-Sr carbonatite complex (West Transbaikalia, Russia)//*Mineral. Petrol.* – 2010 (a). - V.98. - P.245-268.

Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Viladkar S. Newania carbonatites, Western India: example of mantle derived magnesium carbonatites//*Mineral. Petrol.* – 2010 (6). - V.98. - P.283-295.



Doroshkevich A., Sklyarov E., Starikova A., Vasiliev V., Ripp G., Izbrodin I., Posokhov V. Stable isotope (C, O, H) characteristics and genesis of the Tazheran brucite marbles and skarns, Olkhon region, Russia. // *Mineralogy and Petrology* — 2016 — т. 115 — стр. 153–169.

Doroshkevich, A.G., Sharygin, V. V., Seryotkin, Y.V., Karmanov, N.S., Belogub, E.V., Moroz, T.N., Nigmatulina, E.N., Eliseev, A.P., Vedenyapin, V.N. and Kupriyanov, I.N. (2016) Rippite, IMA 2016-025. // *Mineralogical Magazine* — 2016 — т 80, № 32 — стр. 915-922.

Doroshkevich A.G., Chebotarev D.A., Sharygin V.V., Prokopyev I.R., Nikolenko A.M., 2019. Petrology of alkaline silicate rocks and carbonatites of the Chuktukon massif, Chadobets upland, Russia: Sources, evolution and relation to the Triassic Siberian LIP. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.03.006>

Downes H., Balaganskaya, E., Beard, A.D., Liferovich, R., Demaiffe, D., 2005. Petrogenetic processes in the ultramafic, alkaline and carbonatitic magmatism in the Kola Alkaline Province: a review. *Lithos* 85, 48–75. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.03.020>

Ernst R.E., Bell K. Large igneous provinces and carbonatites. // *Mineralogy and Petrology* — 2010 — т. 98, №1-4 — стр. 55-76 — doi:10.1007/s00710-009-0074-1

Fedorenko V., Czamanske, G., Zenko, T., Budahn, J., Siems, D., 2000. Field and Geochemical Studies of the Melilite-Bearing Arydzhangsky Suite, and an Overall Perspective on the Siberian Alkaline–Ultramafic Flood-Volcanic Rocks. *Int. Geol. Rev.* 42, 769–804. <https://doi.org/10.1080/00206810009465111>

Foley S.F., Andronikov A.V., Melzer S. Petrology of ultramafic lamprophyres from the Beaver Lake area of Eastern Antarctica and their relation to the breakup of Gondwanaland. // *Mineralogy and Petrology* — 2002 — № 74 — стр. 361–384.

Foley S.F., Yaxley, G.M., Rosenthal, A., Buhre, S., Kiseeva, E.S., Rapp, R.P., Jacob, D.E., 2009. The composition of near-solidus melts of peridotite in the presence of CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O between 40 and 60 kbar. *Lithos* 112, 274–283. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.03.020>

Garson M.S., Coats J.S., Rock N.M.S., Deans T. Fenites, breccia dykes, albitites, and carbonatitic veins near the Great Glen Fault, Inverness, Scotland. // *Journal of Geological Society* — 1984 — т. 141, № (4) — стр. 711-732.

Genge M.J. The structure of carbonate melts and implications for the petrogenesis of carbonatite magmas. / PhD Dissertation, University College London, London — 1994.

Ghobadi, M., Gerdes, A., Kogarko, L., Hofer, H., Brey, G., 2018. In situ LA-ICPMS Isotopic and Geochronological Studies on Carbonatites and Phoscorites from the Guli Massif,

Maymecha-Kotuy, Polar Siberia. *Geochem. Int.* 56 (8), 766–783.  
<https://doi.org/10.1134/S0016702918080049>

Gittins, J. Summaries and bibliographies of carbonatite complexes. In *Carbonatites* (O.F. Tuttle & J. Gittins, eds.). John Wiley & Sons, New York, N.Y., 1966 (417-540).

Gittins J. The origin and evolution of carbonatite magmas//*Carbonatites: Genesis and Evolution*. London, 1989. - P.580–600.

Gittins J., Harmer R.E. Myth and reality in the carbonatite – silicate rock “association”//*Miner. Petrol.* – 2003. – V.72. – P.19-26.

Gudfinnsson, G.H., Presnall, D.C., 2005. Continuous gradations among primary carbonatitic, kimberlitic, melilititic, basaltic and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3–8 GPa, *J. Petrol.*, 46, 1645–1659. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi029>

Guest N.J. (1956): The volcanic activity of Oldoinyo L’Engai, 1954. // *Rec. Geol. Surv. Tanganyika* — 1956 — т. 4 — с. 56-59.

Guzmics T., Mitchell R.H., Szaby C., Berkesi M., Milke R., Ratter K. Liquid immiscibility between silicate, carbonate and sulfide melts in melt inclusions hosted in co-precipitated minerals from Kerimasi volcano (Tanzania): evolution of carbonated nephelinitic magma//*Contrib. Mineral. Petrol.* – 2012. – V.164. – P.101–122.

Gwalani L.G., Rogers K.A., Demeny A., Groves D.I., Ramsay R., Beard A., Downes P.J., Eves A. (2010) The Yungul carbonatite dykes associated with the epithermal fluorite deposit at Speewah, Kimberley, Australia: carbon and oxygen isotope constraints on their origin. // *Mineralogy and Petrology* — 2010 — т. 98 — с. 123–141.

Jurgensen J.O., Holm P.M.. 2002 Temporal variation and carbonatite contamination in primitive ocean island volcanics from Sao Vicente, Cape Verde Islands

Haggerty S.E., 1991. Oxide mineralogy of the upper mantle. In: Lindsley D.H. (ed.). *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*. Mineralogical Society of America. Chantilly, VA, *Reviews in mineralogy* 25, 355-406.

Harmer R.E. Gittins J. The case for primary, mantle-derived carbonatite magma//*J. Petrol.* – 1998. – т. 39. – с.1895–1903.

Heinrich, E.W. *The Geology of Carbonatites*. // Rand McNally & Co., Chicago, Illinois., 1966.

Hoernle K., Tilton G., Le Bas M., Duggen S., Garbe-Schönberg D. (2002) Geochemistry of oceanic carbonatites compared with continental carbonatites: mantle recycling of oceanic crustal carbonate. // *Contribution to Mineralogy and Petrology* — 2002 — т. 142, № 5 — стр. 520-542.

Hogarth, D.D., 1977. Classification and nomenclature of the pyrochlore group. // *American Mineralogist*, т. 62, стр. 403-410.

Hogbohm A.G. Über das Nephelinsyenitgebiet auf der Insel Alno // *Geol Foren. Stockholm Förh.* — 1895 — т. 17 — стр. 100-160.

Holm P.M., Wilson J.R., Christensen B.P., Hansen L., Hansen S.L., Hein K.M., Mortensen A.K., Pedersen R., Plesner S., Runge M.K. (2006) Sampling the Cape Verde mantle plume: Evolution of melt compositions on Santo Antão, Cape Verde Islands. // *Journal of Petrology* — 2006 — т. 47, № 1 — стр. 145-189.

Jones A.P., Genge M., Carmody L. Carbonate melts and carbonatites. // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* — 2013 — т. 75 — стр. 289–322.

Ivanov A.V., Mukasa, S.B., Kamenetsky, V.S., Ackerson, M., Demonerova, E.I., Pokrovsky, B.G., Vladykin, N.V., Kolesnichenko, M.V., Litasov, K.D., Zedgenizov, D.A., 2018. Volatile concentrations in olivine-hosted melt inclusions from melmechite and melanephelinite lavas of the Siberian Traps Large Igneous Province: evidence for flux-related high-Ti, high-Mg magmatism. *Chemical Geology* 483, 442–462.

Kamenetsky V.S., Park J.W., Mungall J.E., Pushkarev E.V., Ivanov A.V., Kamenetsky M.B., Yaxley G.M. Crystallization of platinum-group minerals from silicate melts: Evidence from Cr-spinel-hosted inclusions in volcanic rocks. // *Geology* — 2015 — т. 43, №10 – стр. 903-906.

Klemme S., Vanderlaan, S.R., Foley, S.F., Gunther, D., 1995. Experimentally determined trace and minor element partitioning between clinopyroxene and carbonatite melt under upper-mantle conditions. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 133, 439-448. [https://doi.org/10.1016/0012-7268\(95\)00098-W](https://doi.org/10.1016/0012-7268(95)00098-W)

Kjarsgaard, B.A. Hamilton D.L. The genesis of carbonatites by immiscibility // *Carbonatites: Genesis and Evolution.* - London, 1989. – P.388-404.

Kjarsgaard, B.A. Phase relations of a carbonated high-CaO nephelinite at 0.2 and 0.5 GPa // *J. Petrol.* – 1998. – V.39. – P.2061–2075.

Klein-BenDavid O., Izraeli E.S., Hauri E., Navon O. Fluid inclusions in diamonds from the Diavik mine, Canada and the evolution of diamond-forming fluids. // *Geochimica et Cosmochimica Acta* — т. 71 — 2007 — стр. 723–744

Kogarko L.N. Geochemical characteristics of oceanic carbonatites from Cape Verde Islands. // *South African Journal of Geology* — 1993 — т. 96 — стр. 119-125.

Kogarko L.N., Kononova V.A, Orlova M.A., Woolley A.R. The Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. 2. Former USSR. London, 1995. – 226 p.

Kogarko, L.N., Uvarova, Yu. A., Sokolova, E., Hawthorne, F.C., Ottolini, L. & Grice, J.D., 2005. Oxykinoshitalite, a new species of mica from Fernando de Noronha Island, Pernambuco Brazil: occurrence and crystal structure. *The Canadian Mineralogist*, 43; 1501-1510.

Kogarko, L.N., Zartman, R.E., 2011. New data on the age of the Guli intrusion and implications for the relationships between alkaline magmatism in the Maymecha–Kotuy province and the Siberian Superplume: U–Th–Pb isotopic systematics. *Geochem. Int.* 49 (5), 439–448. <https://doi.org/10.1134/S0016702911050065>

Kramm U. 1993. Mantle components of carbonatites from the Kola Alkaline Province, Russia and Finland: A Nd- Sr study // *Eur. J. Mineral.* – V.5. – P.985-989.

Laval M., Johan V., Tourliere B., 1988. La carbonatite de Mabounie: exemple de formation d'un gite residuel a pyrochlore. *Chronique de la Recherche Miniere* 491, 125-136.

Larsen L.M., Rex D.C. A review of the 2500 Ma span of alkaline-ultramafic, potassic and carbonatitic magmatism in West Greenland. // *Lithos* —1992 — т. 28, № 3-6 — стр. 367-402.

Le Bas M.J. Per-alkaline volcanism, crustal swelling, and rifting. // *Nature Physical Science* — 1971 — т. 230, № 12 — стр. 85-87.

Le Bas M.J. Nephelinites and carbonatites. // *Geological Society, London, Special Publications* — 1987 — т. 30, № 1 — стр. 53-83.

Lee W., Wyllie P.J. Petrogenesis of carbonatite magmas from mantle to crust, constrained by the system CaO-(MgO-FeO)-(Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O)-(SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub>)-CO<sub>2</sub>. // *J. Petrol.* – 1998. – V.39. – Стр. 495–517.

Le Maitre R.W. *Igneous Rocks: a Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks.* // Cambridge: Cambridge University Press, 2002 — 236 c.

Lentz D.R., Carbonatite genesis: a reexamination of the role of intrusion related pneumatolytic skarn processes in limestone melting// *Geology.* – 1999. – т. 27. – стр. 335-338.

Lightfoot, P. C., Hawkesworth, C. J., Hergt, J., Naldrett, A. J., Gorbachev, N. S., Fedorenko, V. A., and Doherty, W., 1993. Remobilization of the continental lithosphere by a mantle plume:

major-, trace-element, and Sr-, Nd- and Pb-isotopic evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk district, Siberia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 114, 171-188.  
<https://doi.org/10.1007/BF00307754>

Linnen R.L., Samson I.M., Williams-Jones A.E., Chakmouradian A.R., in: S.D. Scott (Ed.), 2014. *Geochemistry of Rare-Earth Element, Nb, Ta, Hf and Zr Deposits, Treatise on Geochemistry* (2nd ed.) 13, 543-568.

Lottermoser B.G., England B.M., 1988. Compositional variation in pyrochlores from the Mt. Weld Carbonatite laterite, Western Australia. *Mineralogy and Petrology* 38, 37-51.

Lumpkin G.R., Ewing R.C., 1995. Geochemical alteration of pyrochlore group minerals: pyrochlore subgroup. *American Mineralogist* 80, 732-743.

Mariano A.N., 1989 a. Nature of economic mineralization in carbonatites and related rocks. In: Bell, K. (Ed.), *Carbonatite: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London, 149-176.

Mariano A.N., 1989 б. Economic Geology of Rare Earth Elements. In: Lipin, B.R., Kay, M. (Eds.), *Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy* 21, 309-337.

Martin, L.H.J., Schmidt, M.W., Hannes B., Mattsson, H.B., Ulmer, P., Hametner, K., Gunther, D., 2012. Element partitioning between immiscible carbonatite–kamafugite melts with application to the Italian ultrapotassic suite. *Chem. Geol.*, 320-321, 96–112.  
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.05.019>

Martin, L.H.J., Schmidt, M.W., Mattson, H.B., Guenther, D., 2013. Element partitioning between immiscible carbonatite and silicate melts from dry and H<sub>2</sub>O-bearing systems at 1-3 GPa. *J. Petrol.* 54, 2301 - 2338. <https://doi.org/10.1093/petrology/egt048>

Marty B., Tolstikhin I., Kamensky I.L., Nivin V., Balaganskaya E., Zimmermann J.-L. Plume-derived rare gases in 380 Ma carbonatites from the Kola region (Russia) and the argon isotopic composition in the deep mantle. // *Earth and Planetary Science Letters* – 1998 — т. 164, № 1-2 — стр. 179-192

Masaki Y., Yuka H., Naoko N., Hirogo K. Rb-Sr, Sm-Nd ages of the Phalaborwa Carbonatite Complex, South Africa. // *Polar Geoscience* — 2005 — т. 18 — стр. 101-113.

Mitchell, R. H., 1986. *Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry and Petrology*. New York: Plenum, 442 pp.

Mitchell, R.H., 1995. *Kimberlite, Orangeites and Related Rocks*. Plenum Press, New Yo

Mitchell R.H., Dawson J.B. Carbonate–silicate immiscibility and extremely peralkaline silicate glasses from Nasira cone and recent eruptions at Oldoinyo Lengai Volcano, Tanzania// *Lithos.* – 2012. –V.152 – P.40-46.

Mitchell R.H., 2015. Primary and secondary niobium mineral deposits associated with carbonatites. *Ore Geology Reviews*, 64, 626-641.

Moine B.N., Gregoire M., O'Reilly S.Y., Delpech G., Sheppard S.M.F., Lorand J.P., Renac C., Giret A., Cottin J.Y. Carbonatite melt in oceanic upper mantle beneath the Kerguelen Archipelago. // *Lithos* — 2004 — т. 75 — с. 239-252.

Möller , 2000. Rare earth elements and yttrium as geochemical indicators of the source of mineral and thermal waters. In I. Stober and K. Bucher (eds): *Hydrology of crystalline rocks.* Kluwer Academic Press, 227-246.

Mourtada S. Le Bas M.J., Pin C. Petrogenesis of Mg-carbonatites from Tamazert in the Moroccan High Atlas, *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie II//Sci. de la Terre et des Planet.* – 1997. – V.325. – P.559–564.

Morteani G., Kostitsyn Y.A., Gilg H.A., Preinfalk C., Razakamanana T. Geochemistry of phlogopite, diopside, calcite, anhydrite and apatite pegmatites and syenites of southern Madagascar: evidence for crustal silicocarbonatitic (CSC) melt formation in a Panafrican collisional tectonic setting // *International Journal of Earth Sciences.* - 2013. - DOI: 10.1007/s00531-012- 3820832-x.

Navon O., Hutcheon I.D., Rossman G.R., Wasserburg G.J. Mantle-derived fluids in diamond micro-inclusions. // *Nature* — 1988 — т. 335, № 6193 — с. 784–789.

Navon O. High internal-pressures in diamond fluid inclusions determined by infrared-absorption. // *Nature* — 1991 — т. 353, № 6346 — с. 746–748.

Navon O., Izraeli E.S., Klein-BenDavid O. Fluid inclusions in diamonds—the Carbonatitic connection. // 8th International Kimberlite Conference, Extended abstracts, FLA\_0107, Victoria, Canada — 2003.

Nasraoui M., Bilal E., 2000. Pyrochlores from the Lueshe carbonatite complex (Democratic Republic of Congo): a geochemical record of different alteration stages. *Journal of Asian Earth Sciences* 18, 237-251.

Nelson D.R., Chivas A.R., Chappell B.W., McCulloch M.T. (1988) Geochemical and isotopic systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean-island sources. // *Geochimica et Cosmochimica Acta* — 1988 — т. 52 — с. 1-17.

Nielsen T.F.D., Solovova I.P., Veksler I.V. Parental melts of melilitolite and origin of alkaline carbonatite: evidence from crystallized melt inclusions, Gardiner complex//Contrib. Miner. Petrol. – 1997. – V.126. – P.331–344.

Nosova A.A., Sazonova, L.V., Kargin, A.V., Smirnova, M.D., Lapin, A.V., Shcherbakov, V.D., 2018. Olivine in ultramafic lamprophyres: chemistry, crystallisation, and melt sources of Siberian Pre- and post-trap aillikites Contrib. Mineral. Petrol. 173:55. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1480-3>

Oliveira L.C.A., Gonzalves M., Oliveira D.Q.L., Guarieiro A.L.N., Pereira M.C., 2007. Synthesis and catalytic properties in oxidation reactions of goethites containing niobium. Quimica Nova 30, 925-929.

Oliveira L.C.A., Ramalho T.C., Souza E.F., Gonzalves M., Oliveira D.Q.L., Pereira M.C., Fabris J.D., 2008. Catalytic properties of goethite prepared in the presence of Nb on oxidation reactions in water: computational and experimental studies. Applied Catalysis B: Environmental 83, 169-176.

Oliveira D.Q.L., Oliveira L.C.A., Murad E., Fabris J.D., Silva A.C., Morais de Menezes, L., 2010. Niobian iron oxides as heterogeneous Fenton catalysts for environmental remediation. Hyperfine Interactions 195, 27-34.

Panina L.I. Multiphase carbonate-salt immiscibility in carbonate melts: data on melt inclusions from the Krestovskiy massif minerals (Polar Siberia)//Contrib. Mineral. Petrol. – 2005. - V.150. – P.19–36.

Panina L.I. Microxenoliths of metasomatized spinel lherzolites in dunites from the Guli Pluton. // Abstract Volume of XXIX International Conference «Ore Potential of Alkaline, Kimberlite and Carbonatite Magmatism», Sudak-Moscow, Russia 14-22 September 2012 — стр. 110–111. <http://alkaline.web.ru/2012/abstracts/Panina.htm>

Pilipiuk A.N., Ivanikov V., Bulakh A.G., 2001. Unusual rocks and mineralization in a new carbonatite complex at Kandaguba, Kola Peninsula, Russia. Lithos 56, 333-347.

Puustinen K. Richterite and actinolite from the Siilinjarvi carbonatite complex, Finland. // Bulletin of the Geological Society of Finland — 1972 — т. 44 — стр. 83-86.

Rankin A.H. Le Bas M.J. Liquid immiscibility between silicate and carbonate melts in naturally occurring ijolite magma//Nature. – 1974. – V.250. – P.206–209.

Reichow M.K., Pringle M.S., Al'mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Ya., Mitchell C., Puchkov

V.N., Safonova I. Yu., Scott R.A., Saunders A.D. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, № 277, p. 9—20.

Riley T.R., Leat P.T., Storey B.C., Parkinson I.J., Millar I.L. Ultramafic lamprophyres of the Ferrar large igneous province: evidence for a HIMU mantle component. // *Lithos* — 2003 — т. 66 — стр. 63–76.

Rock, N. M. S. (1986). The nature and origin of ultramafic lamprophyres: alnöites and allied rocks. *Journal of Petrology* 27, 155–196.

Rock, N. M. S. (1987). The nature and origin of lamprophyres: an overview. In: Fitton, J. G. & Upton, B. G. J. (eds) *Alkaline Igneous Rocks*. Geological Society, London, Special Publications 30, 191–226.

Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Reviews of Geophysics*. 1995. Vol. 33. P. 267-309.

Rukhlov A.S., Bell K., Amelin Y. 2015. Carbonatites, isotopes and evolution of the subcontinental mantle: An overview. // *Symposium on Strategic and Critical Materials Proceedings*, November 13-14, 2015, Victoria, British Columbia, British Columbia Ministry of Energy and Mines, British Columbia Geological Survey Paper — стр. 39-64.

Ryabchikov I. D., Kogarko L. N., 2016. Deep Differentiation of Alkali Ultramafic Magmas: Formation of Carbonatite Melts. *Geochem. Int.* 54 (9), 739–747. <https://doi.org/10.1134/S001670291609007X>

Secher K., Larsen L.M. Geology and mineralogy of the Sarfartoq carbonatite complex, southern West Greenland//*Lithos*. – 1980. – V.13. - P.199–212.

Silva L.C., Le Bas M.J., Robertson A.H.F. An oceanic carbonatite volcano on Santiago, Cape Verde Islands. // *Nature* — 1981 — т. 294 — стр. 644-645.

Sharma M., Basu, A.R., Nesterenko, G.V., 1991. Nd-Sr isotopes, petrochemistry, and origin of the Siberian flood basalts, USSR. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 1183-1192. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90177-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90177-7)

Sharma M., Basu, A. R., Nesterenko, G. V., 1992. Temporal Sr-, Nd-, and Pb-isotopic variations in the Siberian flood basalts: Implications for the plume-source characteristics. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 113, 365-381. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(92\)90139-M](https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90139-M)

Shand S.J. *Eruptive Rocks. Their Genesis Composition. Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite.* / John Wiley & Sons, New York, 1943 — 444 c.



Sharygin V.V., Kamenetsky V.S., Zaitsev A.N., Kamenetsky M.B. Silicate–natrocarbonatite liquid immiscibility in 1917 eruption combeite–wollastonite nephelinite, Oldoinyo Lengai Volcano, Tanzania: Melt inclusion study//Lithos. – 2012. – V.152. – P.23-39.

Sharygin V., Doroshkevich A.G., Seryotkin Y.V., Karmanov N.S., Belogub E.V., Moroz T.N, 2016 a. A new K-Nb-cyclosilicate  $K_2(Nb,Ti)_2(Si_4O_{12})O(O,F)$  from Chuktukon carbonatite massif, Chadobets upland, Russia // 2nd European Mineralogical Conference. Rimini, Italy, 421-421.

Sharygin V., Doroshkevich A.G, Chebotarev D.A., 2016 б. Na-Sr-Ba-REE-carbonates and phosphates in minerals of Chuktukon massif carbonatites, Chadobets upland, Krasnoyarsk territory // Conference: XVII Russian Fluid Inclusion conference, September 2016, At Ulan-Ude, Russia, 180-182.

Sharygin, V.V., 2017. Tainiolite from Chuktukon Carbonatite Massif, Chadobets Upland, Russia. Abstract Volume of XXXIV International Conference “Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits”, Miass, 4–9 August 2017, стр. 242–244.

Sharygin, V.V., Doroshkevich, A.G., 2017. Multiphase inclusions in zircons from Chuktukon carbonatite massif, Chadobets upland, Russia. Abstract Volume of XXXIV International Conference “Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits”, Miass, 4–9 August, стр. 244–247.

Sharygin V.V., Doroshkevich A.G. Mineralogy of Secondary Olivine-hosted Inclusions in Calcite Carbonatites of the Belaya Zima Alkaline Complex, Eastern Sayan, Russia: Evidence for Late-magmatic Na-Ca-rich Carbonate Composition // JOURNAL GEOLOGICAL SOCIETY OF INDIA, 2017, Vol.90, pp.524-530.

Simonetti, A. and Bell, K., 1994 a. Nd, Pb and Sr isotopic data from the Napak carbonatite-nephelinite centre, eastern Uganda: an example of open-system crystal fractionation. Contrib. Mineral. Petrol., 115: 356-366.

Simonetti, A. and Bell, K., 1994 б. Isotopic and geochemical investigation of the Chilwa Island carbonatite complex, Malawi: Evidence for a depleted mantle source region, liquid immiscibility, and open-system behaviour. J. Petrol., 35: 1597-1621

Simonetti A., Goldstein S.L., Schmidberger S.S., Viladkar S.G. Geochemical and Nd, Pb, and Sr isotope data from Deccan alkaline complexes-inferences for mantle sources and plume lithosphere interaction//J. Petrol. – 1998. – V.39. –P.1847–1864.

Slukin, A.D., 1994. Bauxite deposits with unusually high concentrations of REE, Nb, Ti, and Th, Chadobets uplift, Siberian platform. // *Int. Geol. Rev.* 36 (2), 179-193. <https://doi.org/10.1080/00206819409465454>

Sobolev A.V., Sobolev, S.V., Kuzmin, D.V., 2009. Siberian meimechites: origin and relation to flood basalts and kimberlites. // *Russian Geology and Geophysics* 50, 999–1033. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2009.11.002>

Sobolev, S.V., Sobolev, A.V., Kuzmin, D.V., Krivolutskaya, N.A., Petrunin, A.G., Arndt, N.T., Radko, V.A., Vasiliev, Y.R., 2011. // *Nature* 477, 312–316. <https://doi.org/10.1038/nature10385>.

Soisson D.J., McLafferty J.J., Pierret J.A., 1961. Staff-Industry Collaborative Report: Tantalum and Niobium. // *Industrial and Engineering Chemistry*, 53, 861-868.

Sokolov S.V. Phase composition of melt inclusions in monticellite and niocalite from carbonatites of the Oka complex (Quebec, Canada): confirmation of silicate–carbonate liquid immiscibility // *Abstracts of ECROFI-XIX*. University of Bern, Switzerland, 17-20 July, 2007. - P. 202.

Solovova I.P., Girnis A.V. Silicate–carbonate liquid immiscibility and crystallization of carbonate and K-rich basaltic magma: insights from melt and fluid inclusions//*Mineral. Mag.* – 2012. – V.76. –P. 411–439.

Srivastava R.K., Rajesh K., Hall R.P. Tectonic Setting of Indian Carbonatites. // *Magmatism in Relation to Diverse Tectonic Settings*, ред. Srivastava RK, Rajesh K, Chandra R — Balkema, Rotterdam, 1995 — стр. 135-154.

Streckeisen A. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks: recommendations and suggestions, IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. // *Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen* — 1978 — т. 134 — стр. 1–14.

Sun, J., Liu, C., Tappe, S., Kostrovitsky, S.I., Wu, F.-Y., Yakovlev, D., Yang, Y.-H., Yang, J.-H., 2014. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: Insights from in situ U–Pb and Sr–Nd perovskite isotope analysis. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 404, 283–295. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.039>

Sun, S.-S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc., London, Special Publ.* 42, 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>

Sweeney R.J. Carbonatite melt compositions in the Earth's mantle. // *Earth and Planetary Science Letters* — 1994 — т. 128, № 3-4 — стр. 259-270.

Sweeney R.J., Prozesky, V., Przybylowicz, W., 1995. Selected trace and minor element partitioning between peridotite minerals and carbonatite melts at 18–46 kbar pressure. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 3671–3683. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00270-A](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00270-A)

Tappe S., Jenner G.A., Foley S.F., Heaman L.M., Besserer D., Kjarsgaard B.A., Ryan A.B. Torngat ultramafic lamprophyres and their relation to the North Atlantic Alkaline Province. // *Lithos* — 2004 — т. 76 — стр. 491–518.

Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., Kjarsgaard B.A. Integrating Ultramafic Lamprophyres into the IUGS Classification of Igneous Rocks: Rationale and Implications // *Journal of Petrology* — 2005 — т. 46, № 9 — стр. 1893–1900.

Tappe, S., Foley, S.F., Jenner, G.A., Heaman, L.M., Kjarsgaard, B.A., Romer, R.L., Stracke, A., Joyce, N., Hoefs, J., 2006. Genesis of ultramafic lamprophyres and carbonatites at Aillik Bay, Labrador: a consequence of incipient lithospheric thinning beneath the North Atlantic craton. *J. Petrol.* 47, 1261–1315.

Tilton G.R., Bell K. Sr-Nd-Pb isotope relationships in late Archean carbonatites and and alkaline complexes-applications to the geochemical evolution of Archean mantle//*Geochim. Cosm. Acta.* – 1994. – V.58. – P.3145-3154

Tilton G.R., Kwon S.-T. 1990 Isotopic evidence for crust-mantle evolution with emphasis on the Canadian Shield. *Chemical Geology* 83(3):149-163 DOI: 10.1016/0009-2541(90)90277-E

Timofeev A., Migdisov Art A., Williams-Jones A.E., 2015. An experimental study of the solubility and speciation of niobium in fluoride-bearing aqueous solutions at elevated temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 158, 103-111.

Toyoda K, Horiuchi H, Tokonami M (1994) Dupal anomaly of Brazilian carbonatites: Geochemical correlations with hotspots in the South Atlantic and implications for the mantle source. // *Earth and Planetary Science Letters* — 1994 — т. 126, № 4 — стр. 315-331.

Upton B.G.J., Emeleus C.H., Heaman L.M., Goodenough K.M., Finch A.A. (2003). Magmatism of the mid-Proterozoic Gardar Province, South Greenland: chronology, petrogenesis and geological setting. // *Lithos* — 2003 — т 68 — стр. 43–65.

Veizer J., Bell K., Jansen S.L. Temporal distribution of carbonatites. // *Geology* — 1992 — т. 20 — стр. 1147-1149.

Veksler I.V., Petibon C., Jenner G.A., Dorfman A.M., Dingwell D.B. Trace element partitioning in immiscible silicate– carbonate liquid systems: an initial experimental study using a centrifuge autoclave//*J. Petrol.*- 1998. - V.39.- P.2095– 2104.

Veksler I.V., Dorfman A.M., Dulski P., Kamenetsky V.S., Danyushevsky L.V., Jeffries T., Dingwell D.B. Partitioning of elements between silicate melt and immiscible fluoride, chloride, carbonate, phosphate and sulfate melts with implications to the origin of natrocarbonatite//*Geochim. Cosm. Acta.* - 2012. – V.79. – P.20-40.

Verwoerd W.J., Viljoen E.A., Chevallier L., 1995. Rare metal mineralization at the Salpeterkop carbonatite complex, Western Cape Province, South Africa. *Journal of African Earth Sciences* 21, 171-186.

Vrublevskii, V.V., Voitenko, N.N., Romanov, A.P., Polyakov, G.V., Izokh, A.E., Gertner, I.F., Krupchatnikov, V. I., 2005. Magma sources of Triassic lamproites of Gornyi Altai and Taimyr: Sr and Nd isotope evidence for plume–lithosphere interaction. *Dokl. Earth. Sci.* 405a (9), 1365–1367.

Wall F., Williams C.T., Woolley A.R., Nasraoui M., 1996. Pyrochlore from weathered carbonatite at Lueshe, Zaire. *Mineralogical Magazine* 60, 731-750

Wallace M.E., Green D.H. Experimental determination of primary carbonatite magma composition//*Nature.* - 1988 – V.335 – P.343–346

Wedepohl H. The composition of the continental crust // *Geochimical et Cosmochimica Acta*, 1995, Vol. 59, 1217-1232.

Widom E., Hoernle K.A., Shirey S.B., Schminke H.-U. Os isotope systematics in the Canary Islands and Madeira: Lithospheric contamination and mantle plume signatures. // *Journal of Petrology* — 1999 — т. 40, № 2 — стр. 279-296.

Willet G.C., Duncan R.K., Rankin R.A., 1989. Geology and economic evaluation of the Mt. Weld carbonatite, Laverton, Western Australia. In: *Kimberlite and Related Rocks*. Geological Society of Australia, Special Publication, 14, 1215-1235.

Wyllie P.J., Tuttle O.F. The system CaO–CO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O and the origin of carbonatites. // *Journal of Petrology* — 1960 — т. 1 — стр. 1-46.

Wyllie P.J. Origin of carbonatites - evidence from phase equilibrium studies//*Carbonatites: genesis and evolution*. London, 1989. – стр. 500-545.

Wyllie P.J., Lee W.-J. Model system controls on conditions for formation of magnesiocarbonatite and calciocarbonatite magmas from the mantle // *J. Petrol.* – 1998. – V.39. – P.1885–1993.

Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko, V.A., Arndt, N.T., Chauvel, C., Bouse, R.M., King, B.-S.W., Knight, R.J., Siems, D.F., 1993. Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 3677-3704. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(93\)90149-Q](https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90149-Q)

Woodland A.B., Koch M. Variation in oxygen fugacity with depth in the upper mantle beneath the Kaapvaal craton, Southern Africa // *Earth and Planetary Science Letters* — 2003 — т. 214 — стр. 295—310.

Woolley, A.R. (1987) *The Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. 1. North and South America.* British Museum (Natural History), London, U.K.

Woolley A.R., Kempe D.R.C. Carbonatites: Nomenclature, average chemical compositions and element distribution. In *Carbonatites: Genesis and Evolution.* / Unwin Hyman, London, под ред. Bell K., 1989 — стр. 1-14.

Woolley, A. R., Bergman, S. C., Edgar, A. D., Le Bas, M. J., Mitchell, R. H., Rock, N. M. S. & Scott-Smith, B. H. (1996). Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic and leucitic rocks. *Canadian Mineralogist* 34, 175–186.

Woolley, A.R. (2001): *The Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. 3. Africa.* The Geological Society, London, U.K.

Woolley A.R., Church A.A. Extrusive carbonatites: A brief review. // *Lithos* — 2005 — т. 85, № 1-4 — стр 1-14.

Woolley A.R., Kjarsgaard B.A. Carbonatite occurrences of the world: map and database. // Geological Survey of Canada, Open File № 5796 — 2008 — 28 c.

Woolley A.R., Bailey D.K. The crucial role of lithospheric structure in the generation and release of carbonatites: geological evidence. // *Mineralogical Magazine* — 2012 — т. 76 — стр. 259-270.

Zaitsev A., Keller J. 2006 Mineralogical and chemical transformation of Oldoinyo Lengai natrocarbonatites, Tanzania // *Lithos* — т. 91, № 1-4 — стр. 191-207 DOI: 10.1016/j.lithos.2006.03.018

Zaitsev, A. N., 2010. Nyerereite from calcite carbonatite at the Kerimasi volcano, northern Tanzania // *Geology of Ore Deposits* — т. 52, № 7 — стр. 630-640.

Zaraisky G., Korzhinskaya V., Kotova N., 2010. Experimental studies of Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> and columbite-tantalite solubility in fluoride solutions from 300 to 550 °C and 50 to 100 MPa. *Mineralogy and Petrology* 99, 287-30