

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

и

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ  
ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО  
ОБРАЗОВАНИЯ «НОВОСИБИРСКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ  
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

*На правах рукописи*

**РОКОСОВА Елена Юрьевна**

**СОСТАВ И ОСОБЕННОСТИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ РАСПЛАВОВ ПРИ  
ФОРМИРОВАНИИ КАЛИЕВЫХ БАЗИТОВЫХ ПОРОД  
ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛДАНА (НА ПРИМЕРЕ ЫЛЛЫМАХСКОГО,  
РЯБИНОВОГО И ИНАГЛИНСКОГО МАССИВОВ)**

25.00.04 – «петрология, вулканология»

Диссертация на соискание ученой степени кандидата  
геолого-минералогических наук

Научный руководитель  
кандидат геол.-мин. наук  
Панина Лия Ивановна

НОВОСИБИРСК – 2014

## СОДЕРЖАНИЕ

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ .....	4
ВВЕДЕНИЕ .....	6
Глава 1. ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ КАЛИЕВОГО ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКОГО РАЙОНА .....	13
Глава 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ .....	21
Глава 3. ЫЛЛЫМАХСКИЙ МАССИВ .....	29
3.1. Геологическое строение и возраст пород .....	29
3.2. Петрография и химический состав щелочно-базитовых дайковых пород .....	32
3.3. Химический состав минералов щелочно-базитовых дайковых пород...	36
3.4. Включения минералообразующих сред в минералах щелочно- базитовых дайковых пород .....	41
3.4.1. Описание расплавных включений в оливине и клинопироксене ...	41
3.4.2. Термометрическое исследование включений и определение химического состава законсервированных в них расплавов .....	46
3.5. Геохимия щелочно-базитовых пород, клинопироксенов и гомогенизированных расплавных включений .....	54
3.6. Обсуждение результатов .....	58
Глава 4. РЯБИНОВЫЙ МАССИВ .....	65
4.1. Геологическое строение и возраст пород .....	65
4.2. Петрография и химический состав биотитовых шонкинитов и минетт	69
4.3. Химический состав минералов биотитовых шонкинитов и минетт.....	74
4.4. Включения минералообразующих сред в клинопироксенах биотитовых шонкинитов.....	84
4.4.1. Описание расплавных и флюидных включений.....	84

4.4.2. Термометрическое исследование включений и определение состава законсервированных в них расплавов .....	86
4.4.3. Хроматографическое исследование.....	87
4.5. Геохимия биотитовых шонкинитов, минетт и клинопироксенов.....	91
4.6 Обсуждение результатов.....	94
Глава 5. ИНАГЛИНСКИЙ МАССИВ .....	100
5.1. Геологическое строение и возраст пород.....	100
5.2 Петрография и химический состав оливинowych шонкинитов .....	104
5.3 Химический состав минералов оливинowych шонкинитов .....	107
5.4. Включения минералообразующих сред в клинопироксенах оливинowych шонкинитов.....	116
5.4.1. Описание расплавных включений .....	116
5.4.2. Термометрическое исследование включений и определение состава законсервированных в них расплавов .....	116
5.5. Геохимия оливинowych шонкинитов, клинопироксенов и гомогенизированных расплавных включений .....	121
5.6 Обсуждение результатов.....	124
Глава 6. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ИССЛЕДУЕМЫХ КАЛИЕВЫХ БАЗИТОВЫХ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛДАНА .....	128
ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	139
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	141

## УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

г.п. - газовый пузырь

мас.% - массовые проценты

мкм - микрометр

н.п.о. - ниже предела обнаружения

об.% - объёмные проценты

отн. % - относительные проценты

$Fe\# = 100 \cdot Fe / (Fe + Mg)$

HFSE - высокозарядные элементы

HREE - тяжелые редкоземельные элементы

LILE - крупноионные литофильные элементы

LREE - легкие редкоземельные элементы

$Mg\# = 100 \cdot Mg / (Mg + Fe)$

PM - примитивная мантия

Ab - альбит

Ae - эгирин

Ae-Aug - эгирин-авгит

An - анортит

Ann - аннит

Ap - апатит

Bt - биотит

Cal - кальцит

Cpx - клинопироксен

Di - диопсид

En - энстатит

Eas - истонит

Fo - форстерит

Fs - ферросилит

gl - стекло

Jad - жадеит

Kfs - калиевый полевой шпат

Lct - лейцит

Lct' - псевдолейцит

Mgt - магнетит

Ne - нефелин

Ol - оливин

Or - ортоклаз

Phl - флогопит

Rt - рутил

Sal - салит

Sid - сидерофиллит

Sph - сфен

Ti-Mgt - титаномагнетит

Wo - волластонит

## ВВЕДЕНИЕ

**Актуальность темы.** Кольцевые щелочно-ультраосновные комплексные массивы пород давно являются объектом детальных исследований геологов из-за присутствия в них различных месторождений полезных ископаемых (ниобий, цирконий, редкие земли, уран, золото, платина, молибден, апатит, вермикулит, хромдиопсид, железные и медные руды, флюорит и др.), а также уникального сообщества редких горных пород. Установлено, что образование кольцевых щелочно-ультраосновных комплексных массивов тесно связано с разломами глубинного заложения (Кухаренко и др., 1965; Егоров, 1991). Поднимающиеся по глубинным разломам мантийные магмы вследствие высокой скорости и большой активности вызывают появление дополнительных кольцевых и конических разломов в кровле над очагом (Свешникова, 1973). Для комплексных массивов характерны длительность, многофазность становления и полиформационность магматизма. В них встречается широкий спектр магматических пород – ультращелочных, щелочных, субщелочных и щелочноземельных от ультраосновных до кислых, а также карбонатиты (Егоров, 1991; Арзамасцев и др., 1998, 2013; Рипп и др., 2000; Костюк, 2001; Фролов и др., 2003; Владыкин, 2009; Doroshkevich et al., 2012 и др.).

Необыкновенное разнообразие пород и руд массивов зависит от многих причин, среди которых важную роль играют состав родоначальных магм, степень дифференциации, процессы смешения, несмесимости, флюидонасыщенность, температурный режим и др. Поэтому особенно *актуальным* является вопрос о реконструкции физико-химических условий образования таких комплексных массивов.

Следует особо подчеркнуть, что среди щелочных пород отмечаются породы как натровых, так и калиевых рядов. Калиевый щелочной магматизм

по своим масштабам занимает относительно скромное место в общем комплексе изверженных щелочных пород, но остается в центре внимания петрологов в связи с необычным химическим и изотопным составом пород, а также как один из редких источников информации о составе мантии и особенностях глубинных процессов (Первов и др., 1997). Дело в том, что калиевые щелочные породы образуют диатремы (трубки взрыва), вулканические некки, а так же вулканоплутонические комплексы, приуроченные к глубинным разломам, через которые на поверхность Земли поступают преимущественно исходные мало- или совсем недифференцированные расплавы, отражающие состояние подкорового субстрата (Костюк, 2001).

В последние годы с помощью методов исследования включений минералообразующих сред была получена важная информация о физико-химических условиях образования ряда щелочно-ультраосновных карбонатитовых интрузий. Но она малочисленна и касается в основном щелочных комплексных массивов натровой специфики: Одихинча, Крестовского и Гулинского массивов в Маймеча-Котуйской провинции (Панина, Васильев, 1975; Kogarko et. al., 1991; Панина и др., 2001; Panina, 2005; Панина, Моторина, 2008; Панина, Усольцева, 2009), комплекса Гардинер в Гренландии (Veksler et. al., 1998), Ковдорского массива и Турьего Мыса в Карело-Кольской провинции (Панина, 1977, 1985; Nielsen et. al., 1997), интрузии Альне в Швеции (Morogan, et. al., 1995), Магнет-Ков в США (Nesbitt, 1977) и др. Калиевые щелочные комплексные плутоны в этом отношении исследованы в меньшей степени. В России наиболее изученными являются сложные ультракалиевые щелочные массивы - Сыннырский и Сакунский (Панина, 1983; Панина и др., 1991; Шарыгин, Панина, 1993), в Монголии исследованы калиевые породы комплекса Мушугай-Худук (Андреева и др., 1996, 1998, 1999; Андреева, 2000), в Южной Африке –

калиевые породы комплекса Палабора (Соловова и др., 1998). Вместе с тем изучение рудоносных калиевых щелочно-ультраосновных кольцевых комплексных массивов Алданского щита до сих пор остается недостаточным. По этому региону известны работы Л.И. Паниной с соавторами (1990, 1993, 1995, 1996, 1997, 2000), А.И. Чепурова (1972, 1974), В.В. Шарыгина (1993), В.Б. Наумова с соавторами (1995, 2008), В.А. Симонова с соавторами (2010), А.С. Борисенко с соавторами (2011).

Следует отметить, что для получения наиболее полной информации о физико-химических условиях образования пород в комплексных массивах перспективным является изучение малодифференцированных ранних и наиболее высокомагнезиальных эффузивных и гипабиссальных пород. Изучение первичных расплавных включений в таких породах позволяет проследить широкий спектр кристаллизующихся расплавов. Однако на Центральном Алдане из-за повсеместного развития наложенных процессов для подобных исследований автор использовал также более поздние, но наиболее свежие калиевые базитовые породы. Результаты исследования этих пород позволили сравнить эволюцию их исходных расплавов в процессе кристаллизации с эволюцией составов магматических пород, присутствующих в рассматриваемых комплексных массивах и сделать соответствующие генетические выводы.

**Объект исследования** – калиевые базитовые породы Ыллымахского, Рябинового и Инаглинского массивов Центрально-Алданского района, а также слагающие их минералы и расплавные включения в них.

**Цель работы** – выяснить физико-химические условия образования калиевых базитовых пород Ыллымахского, Рябинового и Инаглинского массивов Центрального Алдана и получить информацию о составах исходных магм, их эволюции и источниках.



**Задачи исследований:**

1. Изучить петрографический и петрохимический состав исследуемых пород, а также химический состав содержащихся в них минералов.
2. Для исследуемых пород, с помощью методов изучения расплавных включений, выявить состав и тренд эволюции исходных расплавов, а также сопоставить его с составами магматических пород в рассматриваемых массивах. Определить температуры кристаллизации одноименных минералов.
3. Определить редкоэлементный состав исследуемых пород, клинопироксенов и стекол включений для получения информации об источниках исходных магм.
4. Проследить общие закономерности и особенности кристаллизации рассматриваемых калиевых базитовых пород Центрального Алдана.

**Фактический материал.** В основу работы положен фактический материал, полученный в результате исследования коллекции образцов калиевых базитовых пород щелочных массивов Центрального Алдана. Часть каменного материала, на базе которого проводились исследования, была отобрана автором во время полевых работ в 2009 году, а другая часть - любезно предоставлена к.г.-м.н. Л.И. Паниной, д.г.-м.н. Ю.Р. Васильевым, д.г.-м.н. Ф.П. Лесновым (ИГМ им. В.С. Соболева СО РАН) и д.г.-м.н. Н.В. Владыкиным (Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН).

В ходе исследований было изучено 50 шлифов и 60 полированных с двух сторон пластинок для всех образцов, проведено более 200 термометрических экспериментов с расплавными включениями при визуальном контроле под микроскопом, а также выполнено более 2000 микронзондовых анализов и анализов на сканирующем микроскопе, которые включают изучение химического состава породообразующих и аксессуарных минералов, дочерних фаз и стекол расплавных включений.

**Защищаемые положения:**

1. Кристаллизация вкрапленников клинопироксена в щелочно-базитовых дайковых породах Ыллымахского массива происходила при 1200-1240 °С из гомогенного тефрито-фонолитового расплава, обогащенного Cl, S, F, Ba, который затем эволюционировал к фонолитовому. Вкрапленники оливина в щелочно-базитовых дайковых породах являются ксеногенными и были захвачены при внедрении тефрито-фонолитового расплава из расположенных под массивом ультрабазитов.

2. Биотитовые шонкиниты и минетты Рябинового массива образовались из единой щелочно-базитовой магмы в процессе её эволюции. Кристаллизация клинопироксена в биотитовых шонкинитах происходила при 1120-1190 °С из гетерогенной магмы, состоящей из несмесимых силикатных, карбонатно-солевых и карбонатных фракций. Состав силикатного расплава при кристаллизации изменялся от щелочно-базитового к щелочно-трахитовому. В составе карбонатно-солевой фракции присутствовали кальцит, щелочные хлориды, сульфаты Ca, Sr, а в составе карбонатной фракции – только кальцит. Формирование минетт происходило из силикатного расплава, уже пространственно разобщённого с карбонатно-солевой и карбонатной фракциями.

3. Клинопироксен в оливиновых шонкинитах Инаглинского массива кристаллизовался при 1180-1200°С из гомогенного силикатно-солевого расплава, который при более низких температурах в условиях закрытой системы включений распадался на несмесимые силикатные и карбонатно-солевые фракции. Состав силикатной составляющей эволюционировал от трахибазальтового к щелочно-трахитовому. Карбонатно-солевая фракция имела щелочно-карбонатный состав и была обогащена S и Cl.

**Практическая значимость.** В результате исследования получена прямая информация о температурном режиме силикатных расплавов,

участвовавших в формировании калиевых базитовых пород Центрального Алдана, их составе, флюидонасыщенности, эволюции и процессах силикатно-карбонатной несмесимости. Полученные данные вносят существенный вклад в развитие представлений о генезисе калиевых базитовых пород Центрального Алдана и могут быть использованы для построения физико-химических моделей процессов кристаллизации и эволюции щелочно-базитовых расплавов, а также в качестве дополнительных критериев для выявления потенциальной рудоносности интрузий.

**Научная новизна и личный вклад.** Впервые с использованием современных методов исследования проведено комплексное петрографическое, петрохимическое, геохимическое и термометрическое изучение щелочно-базитовых пород Ыллымахского массива, биотитовых шонкинитов Рябинового массива и оливиновых шонкинитов Инаглинского массива: определены температуры кристаллизации одноименных минералов; установлены состав и характер эволюции исходных щелочно-базитовых расплавов, их флюидонасыщенность, обогащённость редкими элементами. Впервые обнаружены проявления силикатно-солевой несмесимости расплавов при кристаллизации биотитовых шонкинитов Рябинового массива и оливиновых шонкинитов Инаглинского массива.

**Апробация работы.** Результаты исследований отражены в 14 публикациях, в том числе в 2 статьях в рецензируемых научных отечественных периодических изданиях, рекомендованных ВАК. Основные результаты представлены на российских и международных конференциях, включая ACROFI III (Новосибирск, 2010), 5-ю и 6-ю Сибирскую конференцию молодых ученых по наукам о Земле (Новосибирск, 2010, 2012), 48-ю и 49-ю Международную студенческую конференцию “Студент и научно-технический прогресс” (Новосибирск, 2010, 2011), ECROFI XXI (Леобен, Австрия), XV Всероссийскую конференцию по термобарогеохимии

(Москва, 2012), Международную конференцию “Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма” (Москва-Судак, 2012; Москва, 2013), ACROFI IV (Брисбен, Австралия, 2012).

**Структура и объем работы.** Диссертация состоит из введения, 6 глав, заключения и списка литературы. Текстовой и иллюстративный материал изложен на 156 страницах и включает 43 рисунка, 29 таблиц. Список литературы состоит из 139 наименований.

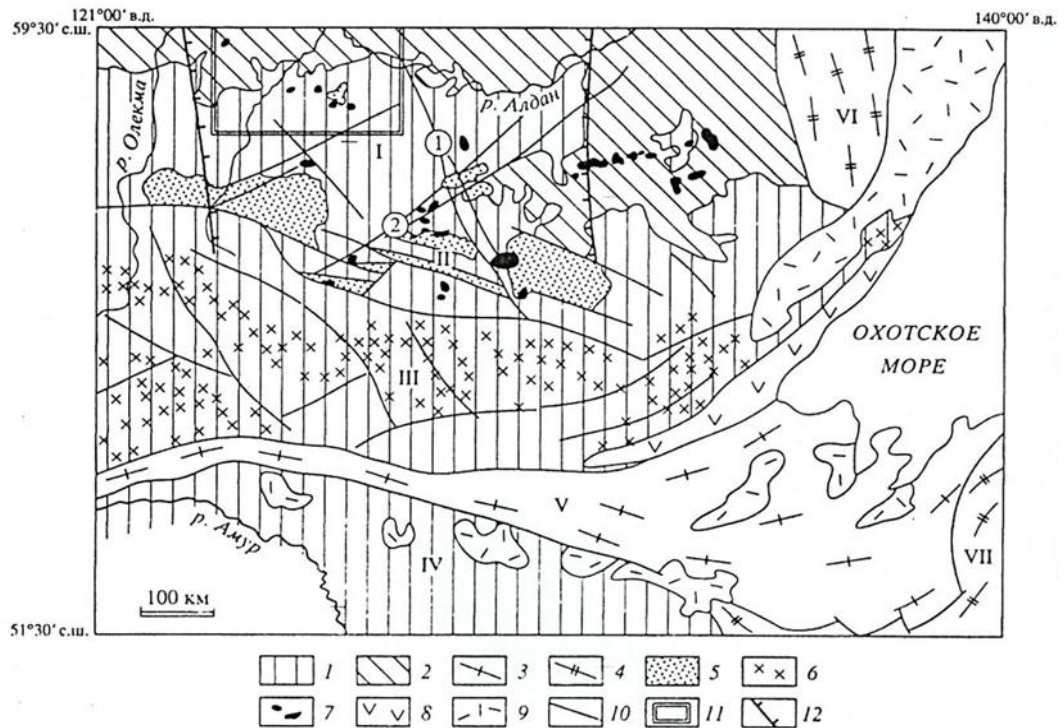
**Благодарности.** Автор выражает глубокую благодарность своему научному руководителю к.г.-м.н. Л.И. Паниной за участие в формировании научных взглядов, руководство работой, внимание и всестороннюю поддержку. Большую признательность автор выражает Л.М. Усольцевой за методические консультации и помощь в проведении термометрических исследований. Автор признателен д.г.-м.н. А.А. Томиленко, д.г.-м.н. А.И. Изоху, д.г.-м.н. О.М. Туркиной, д.г.-м.н. Ф.П. Леснову, д.г.-м.н. А.С. Борисенко, к.г.-м.н. В.В. Шарыгину, к.г.-м.н. В.П. Чупину за конструктивные замечания, советы и рекомендации. Автор благодарен д.г.-м.н. Ю.В. Рокосову за поддержку и ценные советы. За сотрудничество и обсуждения различных вопросов автор выражает благодарность коллективу Лаборатории термобарогеохимии ИГМ СО РАН. Автор благодарен к.х.н. Л.Н. Поспеловой и С.В. Ковязину за оказанную помощь при микрозондовых и ионно-зондовых исследованиях. Автор выражает признательность д.г.-м.н. Ю.Р. Васильеву, д.г.-м.н. Леснову и д.г.-м.н. Н.В. Владыкину за предоставленную коллекцию образцов.

Работа выполнена в соответствии с планом научно-исследовательских работ лаборатории Термобарогеохимии ИГМ СО РАН и при финансовой поддержке СО РАН (интеграционный проект № 14-2.2), гранта Фонда Михаила Прохорова (2012 г.), гранта РФФИ (№14-05-31074).

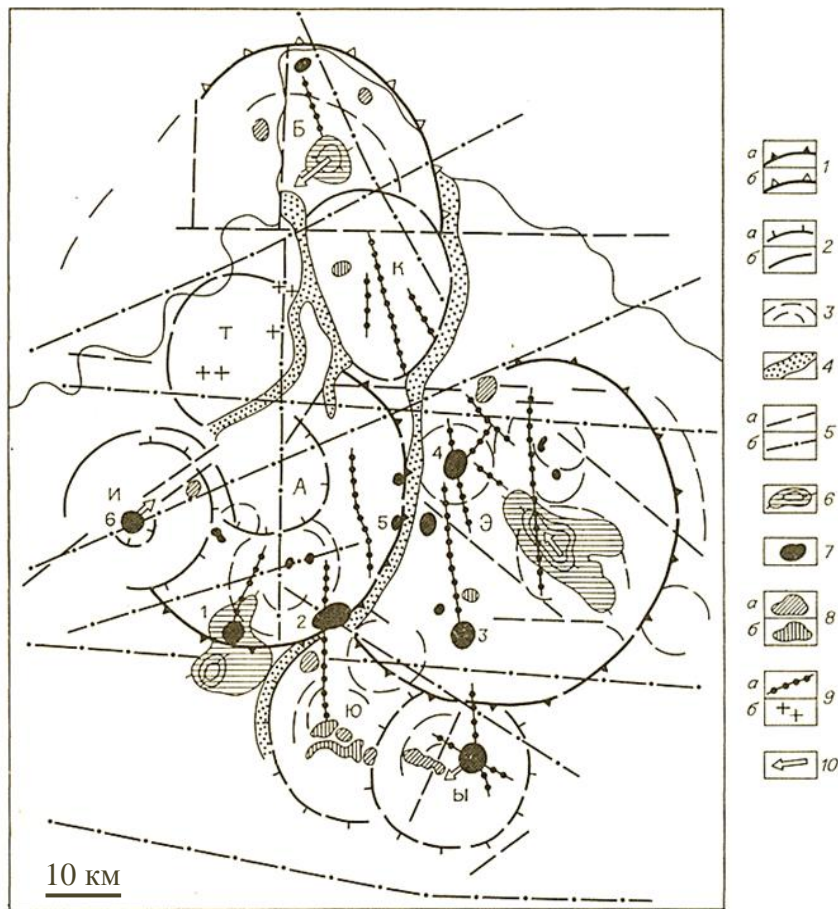
## **Глава 1. ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ КАЛИЕВОГО ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНО- АЛДАНСКОГО РАЙОНА**

Мезозойский калиевый щелочной магматизм Алданского щита (Россия) представляет интерес с точки зрения генезиса глубинных магм, их эволюции и рудоносности.

Алданский щит располагается в юго-восточной части Сибирской платформы, которая неоднократно взаимодействовала в фанерозое с окружающими её подвижными областями. Мезозойский магматизм в пределах Алданского щита связан с процессами тектономагматической активизации, которые проявились, главным образом, в виде внутриплитного рифтогенеза, сопряжённого с коренной структурной перестройкой на юго-восточном обрамлении Сибирской платформы. Предполагается (Зоненшайн и др., 1990; Максимов, 2003), что юго-восток Алданского щита в течение позднего триаса - поздней юры представлял собой активную континентальную окраину с субдукцией океанической коры Монголо-Охотского бассейна к северо-западу. Параллельно с процессом субдукции происходило постепенное сближение Амурского геоблока и Сибирской платформы, приведшее к их столкновению в раннем мелу (Парфенов, 1984) (рис. 1). Результатом сложного сопряжения двух геодинамических обстановок (рифтогенеза и активной континентальной окраины) на смежных частях щита явилось появление кольцевых вулканоплутонических комплексных массивов (Кочетков и др., 1989). В Центрально-Алданском районе они приурочены к тектонически максимально ослабленным участкам земной коры, которые располагаются в зонах и узлах пересечения субширотных, субдолготных, северо-восточных и северо-западных разломов, а также контролируются многопорядковой системой кольцевых морфоструктур (рис. 2).



**Рис. 1. Тектоническая схема Алданского щита и его обрамления (Парфенов, 1984).** 1 - докембрийские образования Алданского щита и Амурского мегаблока; 2 - венд-раннекембрийские отложения чехла Сибирской платформы; 3, 4 - мезозойские складчатые системы: 3 - Монголо-Охотская с реликтами позднедокембрийских и палеозойских складчатых структур, 4 - Яно-Колымская и Сихотэ-Алиньская; 5-9 - мезозойские образования: 5 - континентальные отложения впадин Южно-Алданской системы, 6 - гранитоидные батолиты Станового поднятия, 7 - магматические породы Чара-Учурского поднятия и зоны мезозойских впадин, 8 - вулканиты раннемезозойских вулканических дуг, 9 - меловые континентальные вулканиты и ассоциирующие с ними гранитоиды окраинно-континентального вулканического пояса; 10 - разломы; 11 - контур Центрально-Алданского района; 12 - зоны скрытых пологопадающих глубинных разломов (Абрамов, 1993). I-IV - структуры. I-III - Алданский щит: I - Чара-Учурское поднятие, II - зона мезозойских впадин, III - Становое поднятие; IV - Амурский мегаблок; V-VII - складчатые системы: V- Монголо-Охотская, VI - Яно-Колымская и VII - Сихотэ-Алиньская. Цифры в кружках: 1 - Тыркандинский и 2 - Суннагино-Ларбинский разломы.



**Рис. 2. Схема размещения морфоструктур Центрального Алдана и распространения мезозойских магматических пород (Кравченко и др., 1985).**

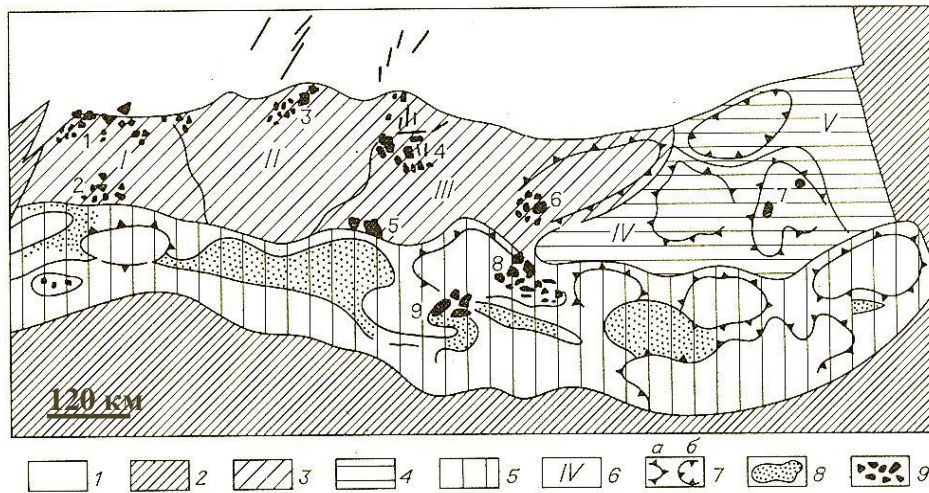
1-3 – границы кольцевых морфоструктур: 1 – первого порядка с превышением высот 500-800 м (а) и до 200 м (б), 2 – второго порядка с четко выраженными купольными (а) и плоскими (б) структурами, 3 – третьего порядка (А – Алданская, Э – Эльконская, Б – Байонайская, Ы – Ыллымахская, Ю – Юхтинская, И – Инаглинская, Т – Тобукская, К – Куранахская); 4 – грабенообразные долины; 5 – разломы, установленные в результате дешифрования космических снимков и топографических карт (а) и по геофизическим данным (б); 6 – локальные выступы поверхности кристаллического фундамента в пределах горстообразных участков; 7 – юрские кальдеры проседания установленные (1 – Томмотская, 2 – Якокутская, 3 – Джекондинская, Ы – Ыллымахская) и предполагаемые (4 – Рябиновая, 5 – гольца Стрелка, 6 – Инаглинская и др.); 8 – сиениты щелочноземельные (а) и щелочные (б); 9 – породы дайковой фации: а – пояса даек ультрамафитов и мафитов, б – трубки базальтоидов и ультрамафитов; 10 – направление и амплитуда смещения центров палеокуполов относительно центров локальных выступов поверхности архейского фундамента, кальдер проседания и интрузий центрального типа.

Большая часть этих разломов и кольцевых структур унаследовано развивалась с архея, а в мезозойское время была активизирована, усложнена и омоложена (Юшманов, Максимов, 1988).

В пределах Алданского кристаллического щита мезозойский этап калиевого щелочного магматизма проявился локально в ряде разобщенных районов. Е.П. Максимов (1973) на Алданском щите выделяет девять районов щелочного мезозойского магматизма (рис. 3). Среди них Центрально-Алданский район является самым крупным (12,5 тыс. км<sup>2</sup>) и экономически важным ареалом мезозойского магматизма (Кочетков, 2006 а). Полезными ископаемыми данного района являются Au, U, Th, Cu, Mo, Pb, Ni, Fe, апатит, флогопит, хромдиопсид и элементы платиновой группы (Кочетков 2006 а; Максимов и др., 2010; Хомич, Борискина, 2010).

Центрально-Алданский район расположен в северной части Чаро-Алданского глыбового поднятия на стыке Олекмо-Алданской и Нимныро-Суннагинской глыб I порядка (Максимов, 1973) (рис. 3). Мезозойские магматические породы здесь образуют кольцевые вулканоплутонические комплексы, штоки, лакколиты, также силлы, дайковые пояса и поля. Реже встречаются некки, трубки взрыва и субвулканические тела (Кочетков, 2006 а). Мезозойский этап магматизма Центрального Алдана представлен широким спектром пород – ультращелочными, щелочными, субщелочными и щелочноземельными от ультраосновных до кислых (табл. 1). Кроме того в последнее время в Центрально-Алданском районе А.Я. Кочетковым (2006 б) на Рябиновом вулканоплутоническом массиве были найдены карбонатиты. Для мезозойского магматизма Алданского щита характерно широкое развитие лейцит-щелочносиенитовой (вулканоплутонические ассоциации) и трахит-сиенитовой (монзонит-сиенитовая по А.Я. Кочеткову и К.А. Лазебнику, 1984), а также гранитоидной формаций (Кочетков, 2006 а). А.Я. Кочетков и К.А. Лазебник (1984) выделили ещё калиевую





**Рис. 3. Схема тектонического строения Алданского щита по Е.П. Максиму, 1973.**

1 - северный склон Алданской синеклизы; 2 - складчатые и орогенные области обрамления щита; 3 - Чаро-Алданская глыба; 4 - Учуро-Майский блок; 5 - Южно-Алданская система впадин; 6 - глыбы (I-III) и блоки (IV-V) первого порядка ( I - Чаро-Токкинская, II - Олекмо-Алданская, III - Нимныро-Суннагинская, IV - Гынымо-Омнинский, V - Алдано-Майский); 7 - поднятия (а) и впадины (б) второго порядка; 8 - впадины Южно-Алданской системы, заполненные юрско-меловыми и кайнозойскими (на западе) осадками; 9 - мезозойские интрузии (обычно вулканоплутонические комплексы). Цифры на рисунке - районы щелочного магматизма: 1 - Мурунский, 2 - Урагинский, 3 - Верхне-Амгинский, 4 - Центрально-Алданский, 5 - Эвотинский, 6 - Суннагинский, 7 - Кет-Капский, 8 - Одолинский, 9 - Верхне-Гонамский.

щелочнопикритоидную (шонкинит-щелочнопикритовая) формацию, позже отнесенную О.А. Богатиковым с соавторами (1991) к лампроитовой. Исходя из геологических соотношений, петрографических и петрохимических характеристик магматических пород, А.Я. Кочетков (2006 а), с некоторой долей условности, выделил на Алданском щите пять формационных групп (табл. 1). А.Я. Кочетков с соавторами (1989) и Ю.А. Билибин (1958) считают, что полиформационность алданского мезозойского магматизма обусловлена многократностью проявления магматической деятельности на одних и тех же площадях, наличием нескольких разноглубинных магматических очагов, генерирующих расплавы разной щелочности и совмещением во времени и пространстве продуктов их внедрения. А.Я. Кочетков и К.А. Лазебник (1984) предполагают, что лейцитит-щелочносиенитовая формация формировалась из калиевой щелочнобазальтовой магмы, а монцонит-сиенитовая образовалась в пределах земной коры или в результате ассимиляции корового материала щелочнобазальтовой магмой; шонкинит-щелочнопикритовая формация, по-видимому, была связана с наиболее глубинными мантийными очагами.

Существуют различные точки зрения об участии субдуцированной океанической коры Монголо-Охотского бассейна в формировании материнских магматических очагов алданского комплекса. Так Е.П. Максимов с соавторами (2003, 2010) считают, что субдуцированная океаническая кора Монголо-Охотского бассейна участвовала в формировании всех материнских магматических очагов алданского комплекса. В качестве доказательств авторы приводят единую магматическую зональность Алданского щита, которая проявилась в петрохимических свойствах магмопроявлений, последовательно сменяющих друг друга по латерали с юга и юга-востока на северо-запад, когда каждая последующая ассоциация в ряду обладает более высокой калиевой

Таблица 1.

Петрохимические особенности магматических пород алданского комплекса (Кочетков, 2006 а)

Формационная группа (ее состав); локальные магматические комплексы	SiO <sub>2</sub> ,%	Индикаторные отношения			
		K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	K/Rb	Th/U	La/Yb
Известково-щелочная гранитоидная (гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, кварцевые сиениты, кварцевые порфиры); ороchonский и учурский комплексы	62-68	0.4-0.6	300	1.7	12
Субщелочная трахит-сиенитовая (сиениты, ортофиры, монзониты, андезитотрахиты, трахиты); лебединский комплекс	58-64	0.9-1.2	400-600	4	20-30
Калиевая лейцитит-щелочно-сиенитовая (лейцититы, щелочные базальты, кальсилитовые сиениты, малиньиты, эпилейцитовые сиенит-порфиры, псевдолейцитовые трахиты, калиевые бостониты); ыллымахский и мурунский комплексы	52-64	2-10 (100)	400-800	4-6	20-40
Калиевая шонкинит-щелочно-пикритовая (шонкиниты, шонкинит-пикриты, калиевые пикриты, миссуриты, щелочные минетты, слюдистые перидотиты, дуниты, карбонатиты); инаглинский и тобукский комплексы	37-50	2-14	450-600 (до 1000)	4.76	12-20
Калий-натриевая фонолит-нефелин-сиенитовая (фонолиты, щелочные трахиты, эгириновые сиениты, нефелиновые сиениты); рябиновский комплекс	56.5-69	0.6-0.75	279-308	4.1	5.8

щелочностью и более высокими содержаниями Rb, Ba и Sr. Такой же точки зрения придерживаются А.Я. Кочетков и К.А. Лазебник (1984), которые отметили петрохимическую и геохимическую близость пород алданского комплекса с вулканитами островных дуг. Несколько другой точки зрения придерживаются В.А. Кононова с соавторами (1994), основываясь на анализе геохимических особенностей калиевых пород Центрального Алдана и определенных чертах их сходства с продуктами вулканизма окраинно-континентальных и островных вулканических дуг (Испания, Италия, Индонезия) и отчетливых отличий от пород древних платформ (Африка, Австралия). Данные авторы считают, что калиевые щелочные породы располагаются на значительном удалении от предполагаемого выхода мезозойской зоны субдукции на поверхность (около 500-600 км). Поэтому сопровождавшие мезозойскую субдукцию процессы не оказывали непосредственного влияния на состав источников калиевых магм, а создавали благоприятные условия для магмообразования и поступления магм к поверхности (раскрытие глубинных разломов, повышение уровня геотерм и др.). В.А. Кононова с соавторами (1994) полагают, что при образовании калиевых пород Центрального Алдана происходило плавление литосферы, измененной под влиянием процессов субдукции, проявившихся в предшествующие мезозою геологические эпохи (например, в докембрии). Это предположение подкрепляется геофизическими данными: древняя зона субдукции фиксируется непосредственно под центрами калиевого магматизма на Центральном Алдане (Абрамов, 1993).

Объектом наших исследований явились калиевые базитовые породы из мезозойских щелочных вулканоплутонических комплексов Центрального Алдана – Ыллымахского, Рябинового и Инаглинского.

## Глава 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

При выполнении работы был использован комплекс современных методов исследования, и наибольшее внимание уделялось методам *изучения включений минералообразующих сред*, основанным на оптических, термометрических, микронзондовых исследованиях расплавных и флюидных включений в минералах. Первые указания на возможность использования включений в термометрических целях приводятся в работах Н.П. Ермакова (1950, 1972). В дальнейшем (Базарова и др., 1975; Реддер, 1987; Соболев, 1996) опыты показали возможность использования включений для выявления химического состава минералообразующих сред и их эволюции при кристаллизации в природных магматических и гидротермальных системах. Было установлено, что исследования расплавных и флюидных включений позволяют получать прямую информацию о давлении, флюидонасыщенности кристаллизующихся расплавов, их смешении или, наоборот, несмесимости, фракционной и кристаллизационной дифференциации, а также контаминации. При этом было доказано, что *расплавные* включения сохраняют и содержат в себе уникальную первичную информацию о физико-химических параметрах кристаллизации минералов, которая обычно теряется при формировании пород и протекании постмагматических процессов.

Для исследований из калиевых базитовых пород Ыллымахского, Рябинового и Инаглинского массивов автором были изготовлены шлифы и полированные с двух сторон пластинки, которые изучались в проходящем и отраженном свете на *поляризационном микроскопе Olympus BX51 с цифровой фотокамерой ColorView III*.

Термометрические исследования расплавных и флюидных включений в минералах проводились в *микротермокамере с силитовым нагревателем* конструкции М.Ю. Михайлова и В.С. Шацкого (1974). В данной

микротермокамере силитовый нагреватель имеет форму тонкой пластинки, которая разогревается при прохождении тока (рис. 4).

Нагреватель позволяет получать температуры до 1600 °С с точностью определения температур  $\pm 10-15$  °С. Эта конструкция обладает инерционностью и дает стабильные температуры при повторных эталонировках. Поверхность нагревателя не деформируется при нагревании и, будучи пришлифованной, обеспечивает хороший и стабильный контакт препарата с нагревателем. Измерение температур в термокамере осуществляется при помощи платино-платинородиевой термопары. Спай термопары помещается по возможности ближе к нагреваемому препарату и жестко закрепляется. Эталонировка термопары осуществляется по отчетливо фиксируемым точкам плавления некоторых химически чистых солей и благородных металлов, помещаемых в рабочую точку камеры. В данной работе эталонировка камеры производилась по точкам плавления  $K_2Gr_2O_7$  (400 °С), NaCl (800 °С), Au (1063 °С), Mn (1250 °С). В качестве электроизмерительного прибора использован милливольтметр, рассчитанный на небольшую э.д.с.

При прогреве оливина в воздушной среде он существенно окисляется и покрывается бурой пленкой (окислы железа), что затрудняет наблюдение за процессами, происходящими во включениях. Поэтому термометрические исследования расплавных включений в оливине проводились в *микротермокамере с инертной средой очищенного аргона* конструкции Н.Ю. Осоргина, А.А. Томиленко (1990). Термокамера состоит из корпуса (1), крышки (2), нагревателя (14). В корпусе заложены разборные тоководы, состоящие из винта (10) и клеммы (9) (рис. 5). Втулки (7, 8) обеспечивают электроизоляцию тоководов. В корпусе и крышке имеются каналы для водяного охлаждения, закрытые кольцами (6, 11). Верхнее (4) и нижнее (12) смотровые стекла изготовлены из лейкосапфира. Верхнее смотровое стекло

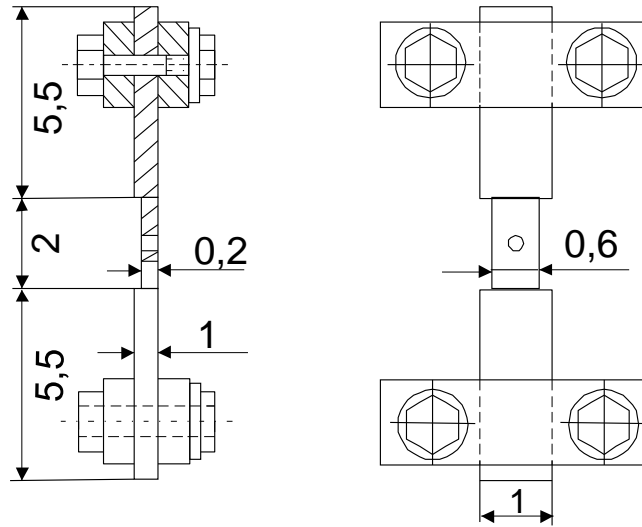


Рис. 4. Схема устройства пластинчатого силитового нагревателя (Михайлов, Шацкий, 1974). Размеры деталей нагревателя в см.

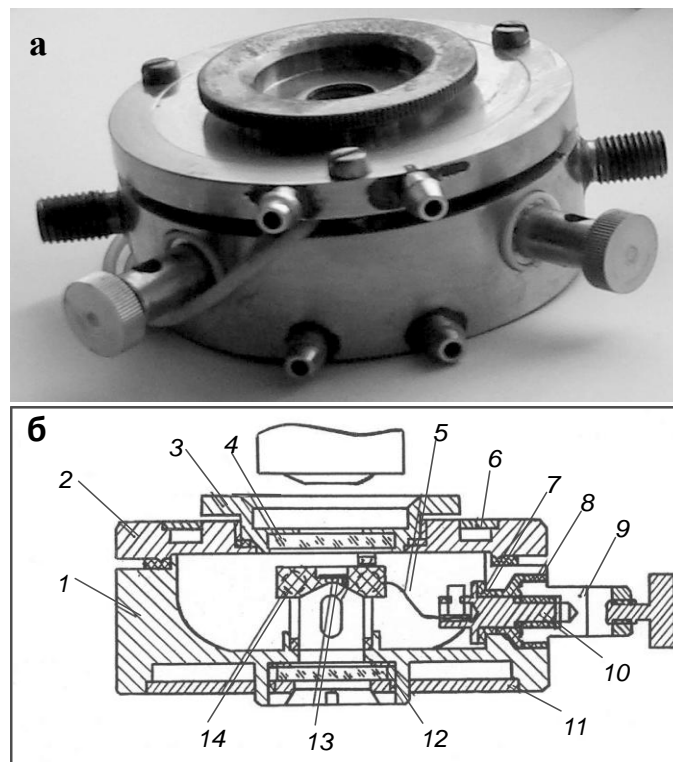


Рис. 5. Микротермокамера с инертной средой, конструкции Н.Ю. Осоргина и А.А. Томиленко (1990). а - общий вид; б - разрез камеры.

1 – корпус; 2 – крышка; 3 – оправка; 4 – верхнее смотровое стекло; 5 – спираль нагревательного элемента; 6, 11 – каналы водяного охлаждения; 7, 8 – электроизоляционные втулки; 9 – клеммы токовода; 10 – винт токовода; 12 – нижнее смотровое стекло; 13 – подложка для препарата; 14 – нагревательный элемент.

закреплено в оправке (3), нижнее - в корпусе (1). Нагревательный элемент (14) выполнен в виде керамического тонкостенного цилиндра с крышкой, в котором запечена спираль из родиевой проволоки (5). Сверху в крышке по ее оси выполнено цилиндрическое углубление для размещения образца. По периметру цилиндра имеются отверстия, в одном из которых расположен канал для инертного газа. Исследуемая пластинка минерала помещается на подложку (13) из лейкосапфира или BeO.

Микротермокамера имеет небольшой внутренний объем, хорошо загерметизирована. Это дает возможность создания в ней среды с низким потенциалом кислорода, что позволяет нагревать в ней темновесные минералы с высокой железистостью, которые в обычных термокамерах с воздушной средой окисляются и становятся непрозрачными. Малая инерционность микротермокамеры позволяет автоматически регулировать температуру с высокой точностью (Осоргин, Томиленко, 1990).

Валовый анализ содержания летучих компонентов в первичных расплавных включениях, присутствующих в клинопироксенах шонкинитов и минетт Рябинового массива, проводился с использованием *хроматографической установки* (Осоргин, 1990). Этот анализ позволяет из одной порошкообразной пробы определять одновременно CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, CO, O<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, SO<sub>2</sub>. Для анализа отбиралась под биноклем навеска в 100 мг чистых, не подвергнутых замещению зерен клинопироксена фракцией 0.25 мм, которые прогревались ступенчато от 600, 800 до 1000 °С.

Для определения химического состава дочерних фаз и стекол включений, а так же составов породообразующих и акцессорных минералов использовался *рентгеноспектральный электронно-зондовый микроанализатор "Camebax-Micro"*. Исследуемый образец обычно помещают в вакуумную объектную камеру. Процесс анализа наблюдается через оптический микроскоп. Специальная электронно-оптическая система,



состоящая из электронной пушки и электромагнитных линз, создает сфокусированный на образце пучок электронов. Электроны возбуждают атомы исследуемого вещества и вызывают рентгеновское излучение. Излучение разлагается в спектр на рентгеновских спектрометрах с изогнутыми монокристаллами. Интенсивность спектральных линий измеряется счетчиками с соответствующими блоками, которые регистрируют импульсы. По значениям интенсивности линий и их сравнении с соответствующими линиями эталонов рассчитывается содержание того или иного элемента в образце. Рентгеноспектральный микроанализатор позволяет количественно определить почти все элементы периодической системы Менделеева с локальностью до одного микрона из массы вещества порядка  $10^{-13}$  г (Базарова и др., 1975). Последнее представляет исключительную важность при исследовании микропорций расплавов, законсервированных в самых различных минералах. При анализе включений сила тока составляла 30-40 нА, ускоряющее напряжение 20 кВ, диаметр электронного пучка 2.5-3 мкм. Элементы эталонизировались согласно комбинации хорошо охарактеризованных минералов, чистых металлов и синтетических компонентов. При анализе определялись содержания основных петрогенных компонентов, а также S, Cl, Ba, Sr. Пределы обнаружений элементов рассчитаны (Лаврентьев и др., 1974) по  $2\sigma$ -критерию (мас. %):  $\text{SiO}_2$  – 0.009;  $\text{TiO}_2$  – 0.036;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 0.012; FeO - 0.019; MgO – 0.013; MnO – 0.022; CaO – 0.010;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0.020;  $\text{K}_2\text{O}$  – 0.010; BaO – 0.105; SrO – 0.019;  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0.008; Cl – 0.011;  $\text{SO}_3$  – 0.011. Аналитическая погрешность рентгеноспектрального электронно-зондового микроанализа для компонентов с содержанием более 10 мас. % оценивается в 2 % отн., с содержанием от 1 до 10 мас. % - ~5 % отн., с содержанием менее 1 мас. % - ~10 % отн. Подготовка материалов для анализа производилась следующим образом: образцы полированной пластинки с включениями наклеивались эпоксидной смолой на предметное

стекло, после чего включения и минералы выводились на поверхность с помощью алмазной пасты. Для того чтобы на поверхности образца не накапливался заряд, на него напылялась тонкая токопроводящая пленка из углерода.

Состав некоторых включений в исследуемых породах определялся также с помощью *сканирующего электронного микроскопа LEO1430VP, снабженного энергетическим спектрометром "OXFORD"* (Рид, 2008). При его использовании можно получать изображения поверхности образца с большим разрешением (менее микрометра) и получать информацию о химическом составе приповерхностных слоёв. Подготовка образцов производилась также как для рентгеноспектрального электронно-зондового анализа. Этот метод базируется на использовании эффекта взаимодействия вещества с электронами, ускоренными напряжением до 30 кВ (в модификации LEO1430VP) и сфокусированными электромагнитными линзами. В результате взаимодействия возникают вторичные электроны, отраженные электроны, тормозное и характеристическое рентгеновское излучение и другие типы ответных сигналов. Каждый вид излучения регистрируется детекторами и характеризует те или иные особенности образца. В работе использовался режим съемки в обратно-рассеянных электронах. Отражённые электроны несут информацию о распределении электронной плотности вещества, т. е. режим съемки чувствителен к атомным номерам исследуемого вещества и позволяет наблюдать неоднородности химического (фазового) состава по площади сканирования. Области, обогащённые элементом с бóльшим атомным номером, выглядят ярче (Рид, 2008). Кроме того, на сканирующем микроскопе параллельно проводился рентгено-спектральный микрозондовый химический анализ исследуемого вещества. Для этого в приборе используется Si (Li) энергетический детектор фирмы "OXFORD". Метод позволяет проводить

количественный химический анализ в микрообъеме и получать распределение разных элементов по площади сканирования. Для проведения количественного химического анализа по эталонам используется программа INCA Energy300. Данный метод не нарушает целостность образца. Ускоряющее напряжение составляет 20 кВ, электронный пучок захватывает область исследуемого образца на глубину 2-5 мкм от поверхности.

Анализ редкоземельных и редких элементов в расплавных включениях и зернах минералов был выполнен *методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS)* на ионном зонде “*Cameca IMS-4f*” (Ярославский филиал Физико-технологического института РАН) по методике А.В. Соболева, В.Г. Батановой (1995). Диаметр первичного пучка составлял 20 мкм. Для элементов с содержанием более 0.1 ppm погрешность определения не превышала 10% отн., а для концентраций менее 0.1 ppm погрешность составляла 30-50% отн. (Соболев и др., 1996). Содержания воды и фтора в стекле включений было определено также с помощью метода SIMS по методике А.В. Соболева (1996), с погрешностью менее 10% отн.

Определение состава некоторых мелких солевых фаз в силикатно-карбонатных включениях проводилось *методом Рамановской спектроскопии* (спектроскопии комбинационного рассеяния, или КР-спектроскопии) на одноканальном спектроанализаторе U - 1000 фирмы Jobin Yvon. Возбуждение проводилось твердотельным лазером Spectra Physics с длиной волны 514 нм и мощностью 1,8 Вт.

Для определения петрогенных компонентов в исследуемых породах использовался *рентгенофлуоресцентный анализ (РФА)*. Нижний предел обнаружения для большинства анализируемых петрогенных элементов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) составляет 0.01 мас.%, а для  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0.04 мас.%,  $\text{MgO}$  – 0.05 мас.%.

Содержания редких элементов в исследуемых породах были определены *методом масс-спектрометрии с индукционно-связанной плазмой (ICP-MS)* на масс-спектрометре ELEMENT фирмы Finnigan MAT с ультразвуковым распылителем U-5000AT+. Методика определения описана в работе И.В. Николаевой с соавторами (2008). Пределы обнаружения элементов (ppm): La, Ce – 0.06; Pr, Nd – 0.03; Sm – 0.01; Eu – 0.003; Gd – 0.02; Tb, Dy, Tm – 0.01; Ho – 0.003; Er, Yb – 0.02; Lu – 0.003; Hf, Nb – 0.09; Zr – 0.22; Ta – 0.15 (Николаева и др., 2008).

Все исследования и анализы, кроме определения редкоэлементного состава зерен минералов, расплавных включений, а также содержания воды и фтора в последних, проводились в лаборатории Термобарогеохимии (№436) и Аналитическом Центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

## Глава 3. ЫЛЛЫМАХСКИЙ МАССИВ

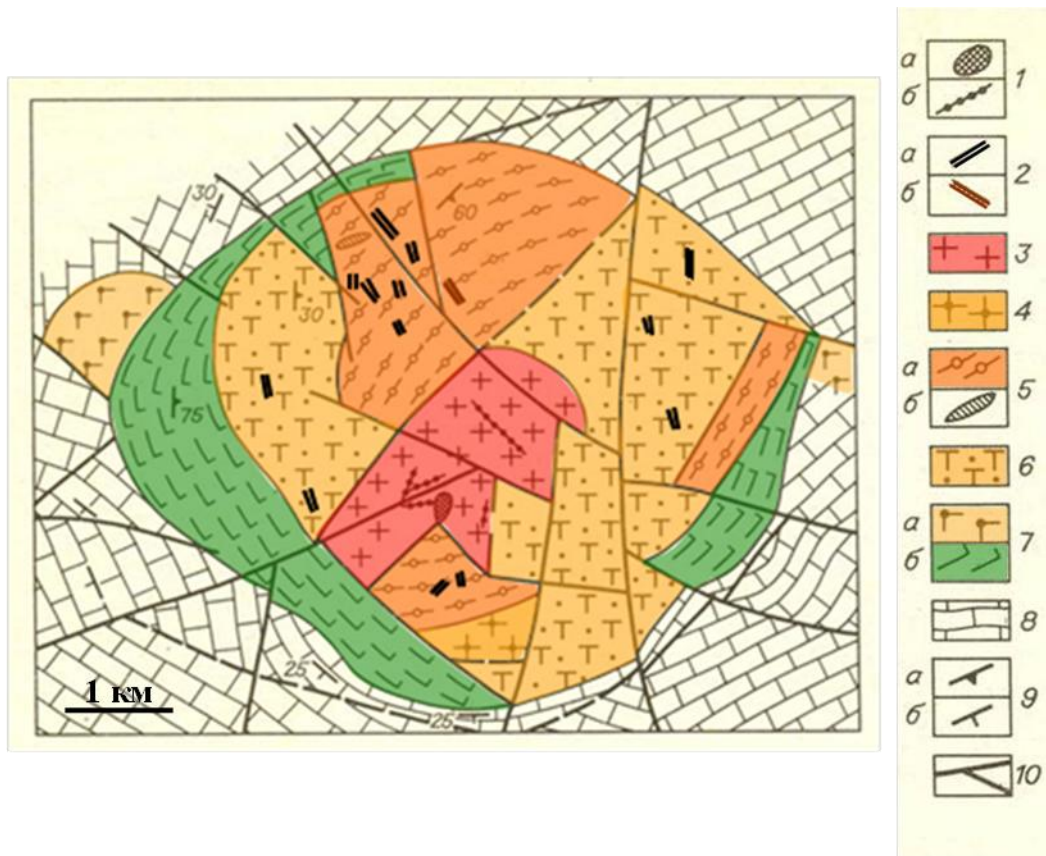
### 3.1. Геологическое строение и возраст пород

Ыллымахский массив расположен в центральной части кольцевой (очаговой) морфоструктуры второго порядка, входящей в состав Чаро-Учурского сводового поднятия (рис. 2) (Билибин, 1947). По аналогии с другими щелочными массивами центрального типа (Кравченко, Власова, 1962), здесь также предполагается наличие кальдеры проседания, «залеченной» последующими внедрениями интрузивных пород. На современном эрозионном срезе массив имеет близкую к округлой форму площадью около 40 км<sup>2</sup> и зональное внутреннее строение, в значительной степени осложненное системой неполнокольцевых разломов (Билибин, 1947; Кравченко, Власова, 1962). Существенная роль в строении массива (рис. 6) принадлежит вулканогенным образованиям, которые представлены эпи- и псевдолейцитовыми фонолитами, щелочными трахитами и их туфами, которые слагают неполнокольцевые зоны в западной и восточной частях массива. Эффузивы часто содержат мелкие ксенолиты пород ультраосновного состава. Возраст фонолитов, определенный K–Ar методом, соответствует  $142 \pm 5$  млн. лет, а щелочных трахитов –  $150 \pm 4$  млн. лет (Шнай, Орлова, 1977).

Среди интрузивных пород самыми ранними являются малиньиты и шонкиниты ( $165 \pm 5$  млн. лет)\*, а также связанные с ними постепенными переходами меланократовые сиениты ( $163 \pm 5$  млн. лет)\*, и возможно, монцониты ( $152 \pm 5$  млн. лет)\*, слагающие неполнокольцевые тела и мелкие штоки в краевых западной, юго-западной и восточной частях массива. Малиньиты также содержат мелкие ксенолиты ультрабазитов (верлитов,

---

\* - определение возраста пород выполнено K-Ar методом (Шнай, Орлова, 1977).



**Рис. 6. Схема геологического строения Ыллымахской вулcano-интрузивной структуры (по Ю.А. Билибину, 1947, с изменениями и дополнениями Г.К. Шнай и М.П. Орловой, 1977).**

Породы массива: 1 - кварцевые тела: а - штокверк, б - жилы; 2 - дайки: а - сельвсбергитов, б - тингаитов; 3 - щелочные (эгириновые) граносиениты; 4 - пуласкиты; 5 - нефелиновые и псевдолейцит-нефелиновые сиениты: а - массивные крупозернистые, б - пегматоидные; б - псевдолейцитовые фонолиты, трахиты и их туфы; 7 - а - монзониты, б - шонкиниты и малиньиты. Вмещающие породы: 8 - мраморизованные доломиты и известняки раннего докембрия. 9 - элементы залегания: а - трахитоидность и флюидалность, б - сланцеватость; 10 - тектонические нарушения.

пироксенитов). Магнезиальность оливина ( $Fo_{74}$ ) в породах ксенолитов значительно выше, чем в малиньитах ( $Fo_{48}$ ). Наличие ксенолитов ультраосновного состава А.А. Ельянов и В.М. Моралев (1974) связывают с возможным присутствием на глубине под Ыллымахским массивом ранних ультрамафитов, подобно широко представленным на массиве Инагли.

Внутренние (северную, южную и восточную) части массива слагают крупные блоки нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов ( $158 \pm 5$  млн. лет)\*, в которых наблюдаются мелкие ксенолиты и крупные блоки (1.5 на 2 м) фельдшпатизированных эффузивов и малиньитов. Здесь же встречаются дайки псевдолейцитовых тингуаитов и **дайки щелочно-базитового состава**, которые явились предметом нашего изучения.

В южной части массива локализованы пуласкиты ( $133 \pm 4$  млн. лет)\* (Шнай, Орлова, 1977), с которыми связаны маломощные секущие дайки сельвсбергитов. Становление массива завершилось внедрением центрального штока эгириновых гранитов ( $133 \pm 4$  млн. лет)\* и граносиенитов ( $131 \pm 4$  млн. лет)\*, прорвавшего перечисленные выше сиениты.

С гранитоидами пространственно связаны дайки гранит-порфиров, граносиенит-аплитов, жилы, гнезда и штокверки кварцевых, кварц-полевошпатовых, эгирин-кварцевых и эгирин-альбитовых пород, а также мономинеральных альбититов и эгиринитов, часто проявляющихся вдоль зон трещиноватости. В южной части гранитоидного штока располагается крупное тело мономинеральных гигантокристаллических кварцевых пород.

Вмещающие карбонатные толщи имеют крутое падение в сторону от массива. В непосредственном контакте с массивом они интенсивно мраморизованы.

---

\* - определение возраста пород выполнено К-Аг методом (Шнай, Орлова, 1977).

### 3.2. Петрография и химический состав щелочно-базитовых дайковых пород

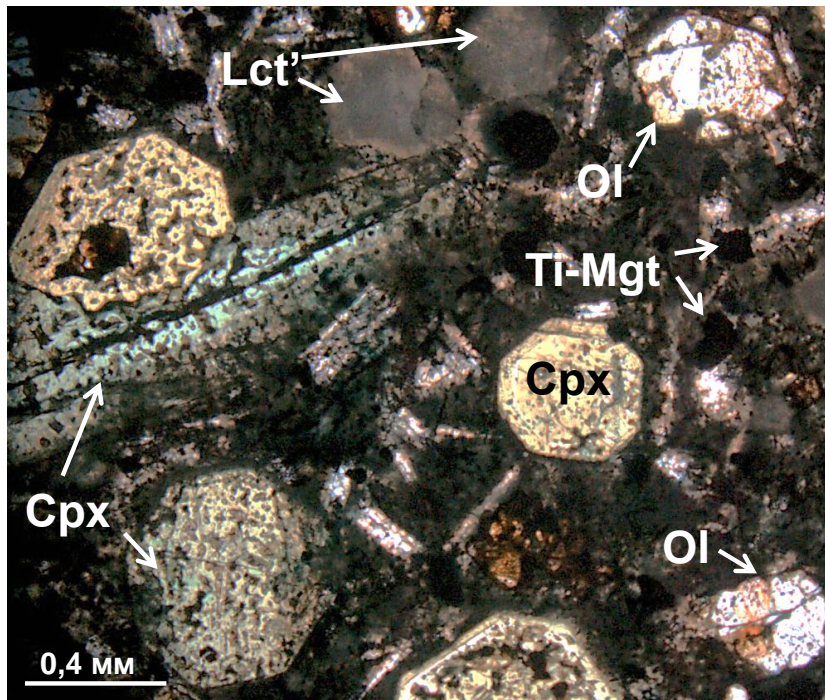
**Щелочно-базитовые дайковые породы** имеют темно зеленовато-серый цвет, порфировую структуру. Породы представлены вкрапленниками оливина, клинопироксена, псевдолейцита и афанитовой основной массой.

В шлифах щелочно-базитовых пород наблюдаются вкрапленники оливина (7 об.%), клинопироксена (38 об.%), псевдолейцита (20 об.%), мелкие зерна калиевого полевого шпата (2 об.%), магнетит + сульфиды + апатит (3 об.%) и стекло (30 об.%) (рис. 7).

**Оливин** в породах довольно свежий. Он представлен бесцветными вкрапленниками неправильной формы, размером от 0.5 мм до 2 мм. Вкрапленники обычно сильно корродированы, разбиты множеством трещин. По краям и трещинкам оливин обычно замещается желто-бурыми продуктами, часто трещинки залечены застеклованным расплавом. Зерна оливина иногда содержат микролиты апатита.

**Клинопироксен** наблюдается также в виде вкрапленников разного размера – от 1 до 4 мм. Мелкие вкрапленники образуют скопления, создавая гломеропорфировую и сериальнопорфировую структуру породы. Большие и мелкие вкрапленники клинопироксена имеют как идиоморфную, так и ксеноморфную форму. Идиоморфные зерна имеют восьмиугольные сечения (поперечный разрез) и сечения с призматическим габитусом (удлиненные зерна). Вкрапленники бывают равномерно окрашенными (желтовато-зеленоватые и густо-зеленые) и зональными (от светло-зеленоватого в центре до густо-зеленого по краям). Иногда встречаются зональные пироксены, окраска которых меняется от желтовато-зеленой в ядрах к светло-зеленой или бесцветной в тонкой промежуточной зоне до густо-зеленой в каймах. Вкрапленники клинопироксена иногда включают в себя реликтовые зерна





**Рис. 7.** Щелочно-базитовая дайковая порода Ыллымахского массива. Ol – оливин, Cpx – клинопироксен, Lct' – псевдолейцит, Ti-Mgt – титаномagnetит. Изображение в проходящем свете.

оливина, чаще – зерна магнетита. Ксеноморфные зерна клинопироксена иногда окружены зернами псевдолейцита.

**Псевдолейцит** в породах образует небольшого размера идиоморфные фенокристы, которые имеют восьмиугольные и близкие к ним сечения. В скрещенных николях зерна псевдолейцита изотропные, а в проходящем свете они светлого серовато-коричневого цвета. По зонам роста вкрапленников развивается тонкозернистый агрегат магнетита (исходя из отражательной способности минерала).

**Основная масса** состоит из тонкокристаллических лейст калиевого полевого шпата, клинопироксена, рудных выделений (Ti-магнетит, сульфиды) и девитрифицированного коричневого стекла.

**Ti-магнетит** встречается в породах как в виде самостоятельных зерен, так и в виде микролитов во вкрапленниках оливина, клинопироксена и псевдолейцита. В последнем случае он гипидиоморфен: представлен близкими к треугольным и квадратным сечениями. В основной массе зерна Ti-магнетита неправильной формы. Ti-магнетит отмечается так же в виде ксеногенной фазы (минерала-спутника) в составе расплавных включений, обнаруженных во вкрапленниках оливина и клинопироксена.

**Сульфиды** встречаются только в основной массе в виде неправильной формы маленьких зерен. В шлифе они определяются по отражательной способности и желтой окраске.

**Апатит** встречается в породах в виде редких мелких зерен, имеющих гексагональную форму среза, а также отмечается в виде микролитов в оливине и в составе расплавных включений как ксеногенная фаза.

Щелочно-базитовые дайковые породы имеют (табл. 2, ан. 1, 2) основной, обогащенный щелочами (~ 7.8 мас. % при преобладании К над Na) состав, содержат 0.9 мас. % TiO<sub>2</sub>, 0.7 мас. % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и 0.2 мас. % BaO (Владыкин, 1997; Панина и др., 2011).

Таблица 2.

Средний химический состав пород Ыллымахского массива и стекла основной массы, мас. %

№	1	2*	3 (4)**	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	49.57	50.16	59.43	50.44	51.90	55.91	57.25	57.86	62.10
TiO <sub>2</sub>	0.86	0.90	0.10	0.93	1.00	0.81	0.60	0.57	0.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.31	12.40	18.86	13.24	13.99	16.57	17.66	17.85	17.24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.07	10.41	1.76	8.90	11.00	8.03	5.39	5.23	2.52
MnO	0.16	0.16	0.02	0.17	0.19	0.14	0.13	0.10	0.06
MgO	7.85	7.70	1.29	5.73	4.77	2.99	0.90	0.94	0.93
CaO	9.05	9.30	2.11	9.73	7.39	6.31	1.52	1.53	1.53
Na <sub>2</sub> O	2.70	2.67	5.58	2.90	3.33	4.56	5.22	4.36	6.24
K <sub>2</sub> O	5.10	5.14	6.17	5.48	5.61	3.31	9.33	9.56	6.73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.71	0.77	0.55	0.76	0.59	0.35	0.19	0.12	0.09
H <sub>2</sub> O	-	0.90	-	-	0.10	0.32	0.14	0.20	0.11
п.п.п.	0.95	-	-	1.02	0.95	0.56	1.10	1.08	0.38
Сумма	99.33	100.34	95.87	100.08	100.32	99.47	99.40	99.38	99.14

**Примечание.** 1,2 - исследуемые щелочно-базитовые породы; 3 - стекло основной массы исследуемых щелочно-базитовых пород; 4 - исследуемые щелочно-базитовые породы за вычетом ксенокристов оливина. Другие породы массива: 5 - малиньиты и меланократовые сиениты; 6 - монзониты; 7 - эпидейцитовые фонолиты и трахиты; 8 - нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты; 9 - щелочные сиениты (пуласкиты).

1, 3, 4 - наши данные, 2 – по данным Н.В. Владыкина (1997), 5-9 - по данным Г.К. Шнай и М.П. Орловой (1977). Прочерк - элемент не определялся.

\* В сумме также учитывается (мас. %) 0.19 BaO, 0.13 SrO, 0.08 F, 0.9 H<sub>2</sub>O.

\*\* В сумме также учитывается (мас. %) 0.25 BaO, 0.1 SrO, 0.03 Cl, 0.06 SO<sub>3</sub>. Среднее значение состава стекла основной массы дано в зависимости от количества анализов, приведенных в скобках.

Определение химического состава петрогенных компонентов щелочно-базитовых пород выполнено с помощью рентгенофлуоресцентного анализа. Аналитик Н.Г. Карманова. Анализ состава стекла основной массы выполнен на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro. Аналитик Л.Н. Поспелова.

### 3.3. Химический состав минералов щелочно-базитовых дайковых пород

Химический состав **оливина** в крупных и мелких вкрапленниках близкий, однородный, незначительно варьирует от Fo<sub>72</sub> до Fo<sub>76</sub> (табл. 3). Как отмечалось выше, такого же состава оливины (Fo<sub>74</sub>) были описаны (Емельянов, Моралев, 1974) в ксенолитах верлитов, обнаруженных в малиньитах Ыллымахского массива.

Состав однородных и зональных вкрапленников **клинопироксена** по международной классификации N. Morimoto (1989) относится к диопсиду (рис. 8). Равномерно окрашенные клинопироксены густо-зеленого цвета являются наиболее железистыми (Fe# = 0.29, табл. 4, ан. 7), а желтовато-зеленые – более магнезиальными (Fe# = 0.24, табл. 4, ан. 8). В зональных клинопироксенах железистость густо-зеленой каймы составляет 0.25-0.26 (табл. 4, ан. 3, 6), желтовато-зеленой зоны – 0.24-0.25 (табл. 4, ан. 2, 5), а светло-зеленая и бесцветная ядерные зоны (табл. 4, ан. 1, 4) – самые магнезиальные (Fe# = 0.16-0.24).

Согласно классификации N. Morimoto (1989) состав тонких лейст клинопироксена из основной массы относятся к диопсиду с Fe# = 0.34 и повышенными содержаниями TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (табл. 4, ан. 9) по сравнению с вкрапленниками.

**Псевдолейцитовые вкрапленники** состоят из смеси ортоклаза (мас. %: 65.6 SiO<sub>2</sub>, 18.2 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 15.6 K<sub>2</sub>O, 0.7 Na<sub>2</sub>O, 0.35 FeO) и анальцима (мас. %: 53.1 SiO<sub>2</sub>, 24.9 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.96 K<sub>2</sub>O, 10.6 Na<sub>2</sub>O, 2.7 CaO).

Тонкие лейсты **полевого шпата** из стекловатого базиса породы по химическому составу относятся к ортоклазу: 64.1 SiO<sub>2</sub>, 18.98 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.1 FeO, 0.2 CaO, 14.3 K<sub>2</sub>O, 1.7 Na<sub>2</sub>O.

В составе **апатита** (табл. 5, ан. 1-3) присутствует небольшая примесь

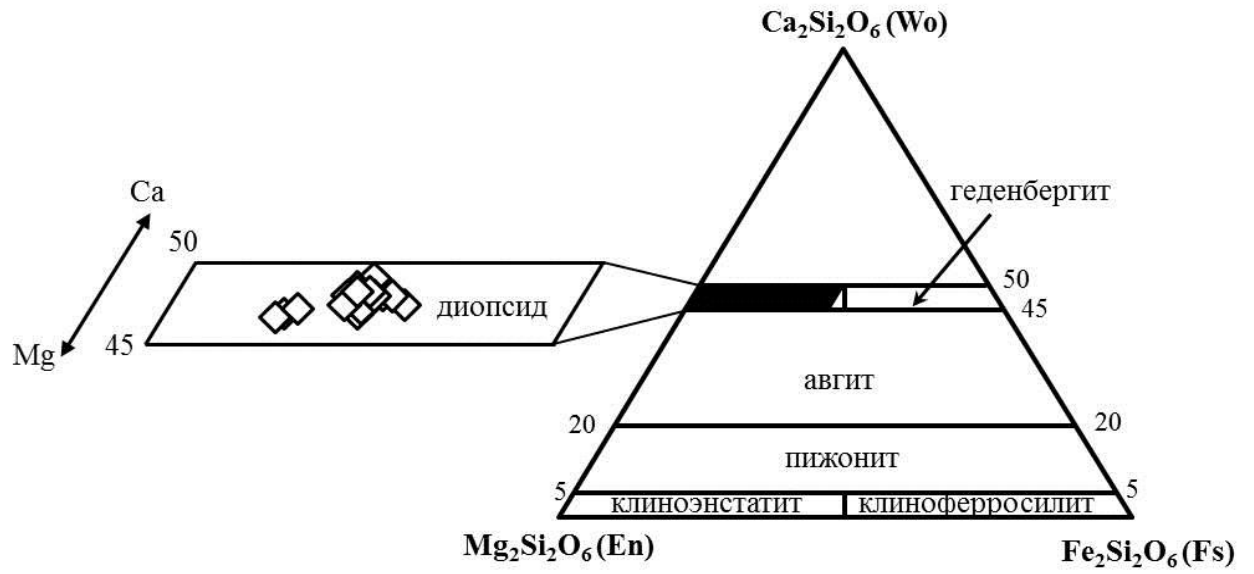
**Таблица 3.**

Химический состав вкрапленников оливина из щелочно-базитовых пород Ыллымахского массива в мас. % и в формульных единицах, рассчитанный на 4 атома кислорода

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	37.76	37.75	38	38.18	38.22	38.32	38.43	38.62	38.38	38.18	38.25	38.05	37.7	38.14	38.07	38.38
FeO	25.45	25.24	25.3	25.51	24.77	23.35	22.87	23.2	23.69	24.11	23.41	23.14	23.49	22.91	22.62	22.08
MnO	0.6	0.63	0.5	0.51	0.58	0.63	0.57	0.52	0.53	0.59	0.53	0.61	0.6	0.57	0.59	0.58
MgO	36.15	36.39	36.28	35.97	36.7	36.41	36.77	36.52	37.27	37.73	37.17	36.88	37.34	37.46	37.62	38.26
CaO	0.26	0.29	0.26	0.33	0.29	0.3	0.3	0.29	0.29	0.29	0.25	0.27	0.3	0.29	0.28	0.27
Сумма	100.22	100.30	100.34	100.50	100.56	99.01	98.94	99.15	100.16	100.90	99.61	98.95	99.43	99.37	99.18	99.57
Si	0.99	0.99	1.00	1.00	1.00	1.01	1.01	1.01	1.00	0.99	1.00	1.00	0.99	1.00	1.00	1.00
Fe	0.56	0.55	0.55	0.56	0.54	0.51	0.50	0.51	0.51	0.52	0.51	0.51	0.52	0.50	0.49	0.48
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	1.43	1.44	1.43	1.42	1.44	1.44	1.45	1.44	1.46	1.47	1.46	1.46	1.47	1.47	1.48	1.50
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg#	0.72	0.72	0.72	0.72	0.73	0.74	0.74	0.74	0.74	0.74	0.74	0.74	0.74	0.75	0.75	0.76

37

**Примечание.** Анализы выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro. Аналитик Л.Н. Поспелова.



**Рис. 8.** Составы клинопироксенов (приведенные в формульных единицах) из щелочно-базитовых дайковых пород Ыллымахского массива на треугольной диаграмме Wo-En-Fs (Morimoto, 1989).

Таблица 4.

Химический состав клинопироксена из щелочно-базитовых пород Ыллымахского массива в мас. % и в формульных единицах, рассчитанный на 6 атомов кислорода

Вид зерен	Зональные						Незональные		
	Ядро	Пр. зона	Кайма	Ядро	Пр. зона	Кайма	7	8	9
№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	50.77	49.62	49.48	52.57	50.56	51.33	51.06	49.48	47.45
TiO <sub>2</sub>	0.76	0.90	1.00	0.24	0.75	0.92	0.49	0.94	2.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.81	4.72	4.37	2.00	3.81	4.34	2.56	4.36	6.80
FeO	7.70	7.81	8.40	5.50	7.86	8.05	9.56	7.64	10.27
MnO	0.22	0.20	0.22	0.14	0.16	0.17	0.34	0.21	н.п.о
MgO	13.90	13.33	13.12	15.83	13.57	13.77	12.90	13.53	11.04
CaO	21.08	21.02	21.68	21.86	21.88	20.59	21.24	21.52	20.89
Na <sub>2</sub> O	0.88	0.88	0.70	0.57	0.73	1.03	1.11	0.69	0.92
Сумма	99.24	98.57	99.03	98.83	99.44	100.26	99.39	98.48	99.42
Si	1.90	1.87	1.87	1.95	1.89	1.90	1.93	1.88	1.79
Ti	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.06
Al <sup>IV</sup>	0.10	0.13	0.13	0.05	0.11	0.10	0.07	0.13	0.21
Al <sup>VI</sup>	0.06	0.08	0.06	0.04	0.06	0.09	0.04	0.06	0.09
Fe	0.24	0.24	0.26	0.17	0.25	0.25	0.30	0.24	0.32
Mn	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Mg	0.78	0.75	0.74	0.88	0.76	0.76	0.73	0.76	0.62
Ca	0.85	0.85	0.88	0.87	0.88	0.82	0.86	0.87	0.84
Na	0.07	0.07	0.05	0.05	0.05	0.07	0.08	0.05	0.07
Fe#	0.24	0.25	0.26	0.16	0.24	0.25	0.29	0.24	0.34

**Примечание.** Зональные вкрапленники клинопироксена: 1, 4 – бесцветные и светло-зеленые; 2, 5 – желтовато-зеленые; 3, 6 – густо-зеленые. Однородно-окрашенные вкрапленники клинопироксена: 7 – густо-зеленые; 8 – желтовато-зеленые. Пр. зона – промежуточная зона между ядром и каймой вкрапленника. Клинопироксен из основной массы – 9.

Анализы 1-8 выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro. Аналитик Л.Н. Поспелова. Анализ 9 выполнен на сканирующем электронном микроскопе LEO1430VP. Аналитик М.В. Хлестов. Н.п.о. – ниже пределов обнаружения.

Таблица 5.

Химический состав апатита и титаномагнетита из щелочно-базитовых пород Ыллымахского массива в мас. %

Минерал	Апатит						Тi-магнетит							
	№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	0.34	0.23	0.47	0.35	0.40	0.22	н.п.о	н.п.о	н.п.о	0.33	0.34	0.21	0.17	0.15
TiO <sub>2</sub>	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	8.14	7.97	7.89	8.97	8.59	9.22	8.14	10.66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	5.99	6.24	6.01	5.98	6.20	5.79	6.11	6.31
FeO	0.83	0.60	0.61	0.48	0.38	0.45	75.79	75.53	76.79	78.26	80.06	81.41	71.28	72.57
MnO	н.п.о	0.06	н.п.о	0.05	0.05	0.05	0.59	0.54	0.35	0.36	0.45	0.21	0.48	0.38
MgO	0.51	0.38	0.43	0.38	0.45	0.35	2.69	2.35	2.55	2.54	2.85	1.53	3.90	3.06
CaO	54.22	51.67	53.97	53.08	53.60	51.64	н.п.о	н.п.о	н.п.о	0.04	0.03	0.05	0.15	0.41
Na <sub>2</sub> O	0.14	0.09	0.13	0.12	0.15	0.09	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о
SrO	0.88	1.10	1.43	0.97	0.69	0.76	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	40.92	41.11	41.93	40.95	40.84	40.85	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	0.62	0.59	0.37	-	-	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	1.20	1.21	1.05	-	-	-	-	-
Cl	0.35	0.37	0.33	0.34	0.36	0.35	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о
SO <sub>3</sub>	0.15	0.20	0.07	0.18	0.18	0.17	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о
Сумма	98.34	95.81	99.37	96.90	97.10	94.93	95.01	94.44	95.01	96.48	98.52	98.42	90.23	93.54

**Примечание.** Апатит: 1-3 – хадакриталлиты в оливине и клинопироксене, 4-6 – ксеногенная фаза из расплавных включений. Титаномагнетит: 7-12 – зерна, 13, 14 – ксеногенная фаза из расплавных включений. Анализы 1-6, 10-14 выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro. Аналитик Л.Н. Поспелова. Анализы 7-9 выполнены на сканирующем электронном микроскопе LEO1430VP. Аналитик М.В. Хлестов. Прочерк – элемент не определялся. Н.п.о. – ниже пределов обнаружения.



FeO (0.6-0.8 мас. %), он несколько обогащен SrO (до 1.4 мас. %), Cl (~ 0.35 мас. %) и SO<sub>3</sub> (0.07-0.2 мас. %).

В составе зерен **Ti-магнетита** (табл. 5, ан. 7-12) содержится 7.9-9.2 мас. % TiO<sub>2</sub>, а также отмечается (мас. %) 1.5-2.8 MgO, 1-1.2 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и 0.4-0.6 V<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

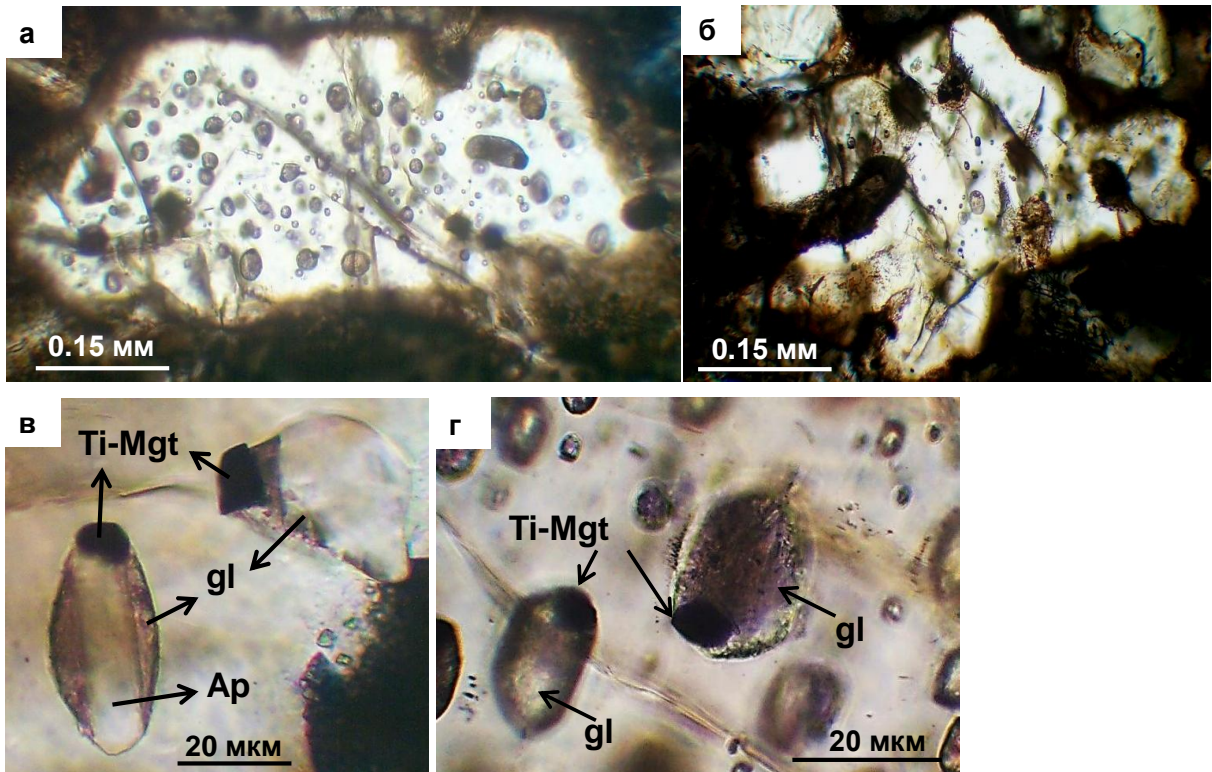
**Стекло из основной массы** породы имеет сиенитовый состав (табл. 2, ан. 3) и включает около ~ 12 мас. % щелочей (с преобладанием калия над натрием), а также несколько обогащено BaO (0.25 мас. %) и SrO (0.1 мас. %).

### **3.4. Включения минералообразующих сред в минералах щелочно-базитовых дайковых пород**

Расплавные включения в большом количестве были обнаружены и изучены во вкрапленниках оливина и диопсида.

#### **3.4.1. Описание расплавных включений в оливине и клинопироксене**

В **оливине** при изучении включений особенно остро стоял вопрос их генетической классификации. У большинства включений явные признаки их первичности или вторичности отсутствовали. Вместе с тем, учитывая, что включения часто отмечаются по трещинам и приурочены ко второму или третьему пинакoidу (т.е. приурочены к спайности оливина, которая нередко проявляется в эффузивах), а также изредка располагаются бессистемно (рис. 9 а, б), преобладающее число расплавных включений в оливине мы отнесли к вторичным. При этом бесспорных признаков присутствия первичных включений в оливине не было обнаружено. Включения имеют округлую и вытянутую форму, иногда расшнурованы. Размер включений варьирует от 3 до 80 мкм. Фазовый состав включений стекловатый и тонкораскристаллизованный. В последнем помимо стекла присутствуют бесцветные мельчайшие игольчатые дочерние фазы, между которыми располагается темная газовая фаза. Кроме того, во включениях встречаются



**Рис. 9.** Расплавные силикатные включения в зернах оливина из щелочно-базитовых даек: а, б - расположение включений в оливине; в, г - стекловатые включения с ксеногенными кристаллами апатита (Ap) и Ti-магнетита (Ti-Mgt). Стекло - gl.

достаточно крупные кристаллы апатита и магнетита, которые нередко выходят за пределы включения (рис. 9 в, г), что говорит об их ксеногенной природе. Состав ксеногенных кристаллов апатита аналогичен составу хадакристаллов апатита во вкрапленниках оливина (табл. 5, ан. 4-6), а в составе ксеногенных кристаллов Ti-магнетита (табл. 5, ан. 13-14) содержится меньше FeO (71.3-72.5 мас. % против 76.8-81.4 мас. %) и при этом заметно больше MgO (3-3.9 мас. % против 1.5-2.8 мас. %) по сравнению с зернами Ti-магнетита.

На микрозонде были проанализированы стекла в непрогретых включениях. Для анализа выбирались участки стекла, которые не содержали видимых под микроскопом иголок дочерних фаз. Выяснилось, что в центральных и краевых частях оливина химический состав стекла включений существенно не отличается. Вместе с тем, незначительные вариации состава стекла включений все же отмечаются в любой части вкрапленников оливина (табл. 6, ан. 1-6). Заметнее всего они проявляются в колебаниях количества SiO<sub>2</sub> – от 57 до 62 мас. %. При этом прослеживается четкая закономерность: при увеличении в составе включений кремния в нем заметно уменьшаются количества MgO, FeO и CaO, и возрастают содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O. Количество K<sub>2</sub>O всегда превышает количество Na<sub>2</sub>O. В целом, состав стекол включений соответствует химическому составу щелочных трахитов и фонолитов (Е.Д. Андреева и др., 1983).

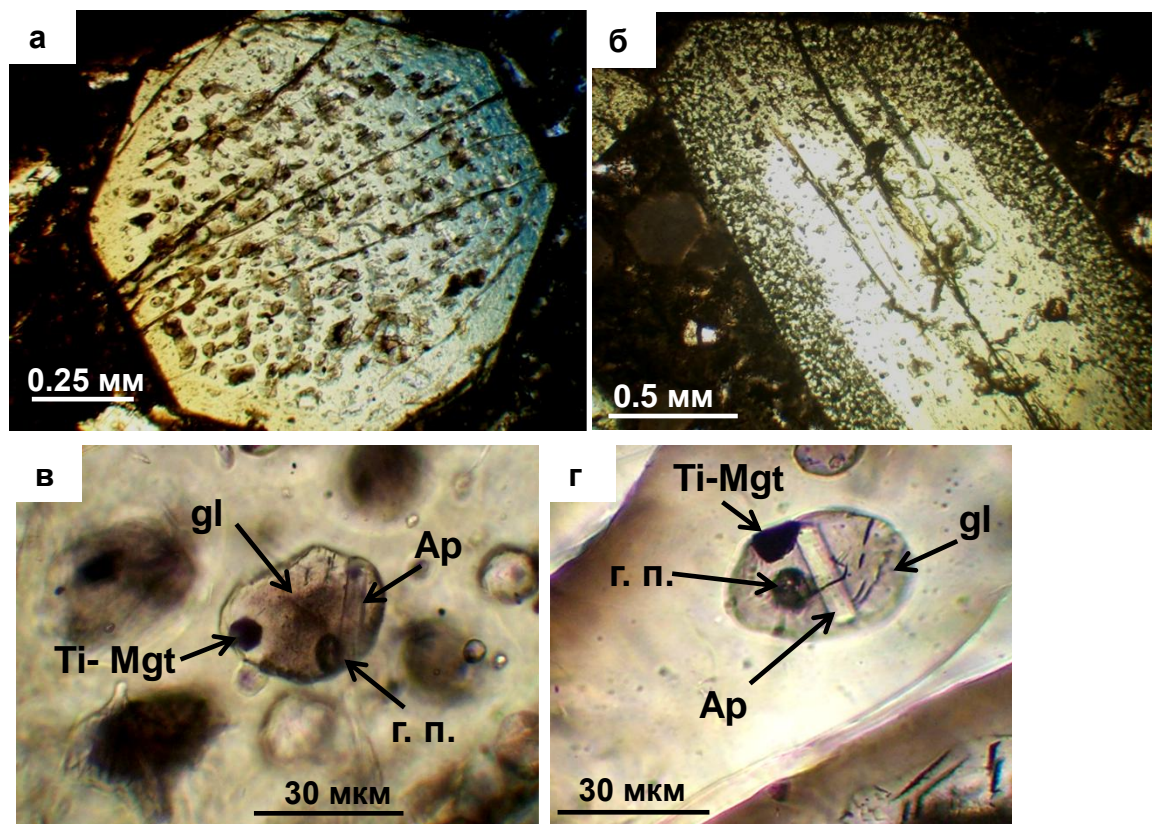
Во вкрапленниках **диопсида** было обнаружено большое количество первичных расплавных включений, располагающихся по зонам роста минерала. Наибольшее количество первичных включений находится в ядрах и краях вкрапленников (рис. 10 а, б). Очень редко отмечаются включения, которые располагаются азонально. Иногда включения приурочены к трещинкам в диопсиде и отнесены к вторичным. Первичные включения имеют округлые, изометричные или призматические формы. Вторичные

Таблица 6.

Средний химический состав стекла непрогретых включений в минералах из щелочно-базитовых пород Ыллымахского массива в мас. %

Минерал	Оливин						Клинопироксен			
	№	1 (2)	2 (1)	3 (3)	4 (8)	5 (9)	6 (2)	7(1)	8(4)	9(5)
SiO <sub>2</sub>		57.55 ± 0.41	58.44	59.54 ± 0.36	60.55 ± 0.29	61.51 ± 0.26	62.12 ± 0.15	56.52	57.54 ± 0.24	58.59 ± 0.59
TiO <sub>2</sub>		0.68 ± 0.03	0.61	0.76 ± 0.19	0.56 ± 0.17	0.52 ± 0.13	0.44 ± 0.02	0.88	0.66 ± 0.17	0.68 ± 0.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		21.09 ± 0.04	22.73	22.17 ± 0.33	22.55 ± 0.27	22.83 ± 0.54	22.60 ± 0.36	20.93	20.91 ± 0.43	21.42 ± 0.49
FeO		1.63 ± 0.03	1.54	1.01 ± 0.11	1.01 ± 0.17	1.00 ± 0.18	0.85	3.94	3.36 ± 0.44	2.41 ± 0.49
MnO		0.03	н.п.о.	0.01	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.05	0.05 ± 0.01
MgO		0.47 ± 0.21	0.17	0.13 ± 0.05	0.11 ± 0.08	0.15 ± 0.11	0.07 ± 0.01	0.47	0.18 ± 0.02	0.14 ± 0.07
CaO		2.06 ± 0.30	1	1.24 ± 0.21	0.94 ± 0.14	0.61 ± 0.49	0.45 ± 0.31	0.58	0.53 ± 0.08	0.54 ± 0.11
Na <sub>2</sub> O		3.84 ± 0.61	4.67	5.20 ± 0.86	5.15 ± 0.41	5.00 ± 0.35	4.61 ± 0.87	5.06	5.33 ± 0.25	5.08 ± 0.43
K <sub>2</sub> O		6.62 ± 0.77	7.55	7.66 ± 1.34	7.48 ± 0.39	7.36 ± 1.23	6.01 ± 0.56	8.35	8.94 ± 0.15	8.29 ± 0.61
BaO		0.22 ± 0.01	1.01	н.п.о.	0.33 ± 0.07	н.п.о.	н.п.о.	0.79	0.67 ± 0.21	0.55 ± 0.09
SrO		0.13 ± 0.01	0.04	н.п.о.	0.17 ± 0.01	0.14 ± 0.06	0.03 ± 0.00	0.23	0.22 ± 0.05	0.12 ± 0.02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		3.26 ± 0.60	1.21	0.67 ± 0.06	0.45 ± 0.09	0.23 ± 0.08	0.22 ± 0.10	0.66	0.65 ± 0.09	0.65 ± 0.08
Cl		0.15 ± 0.00	0.04	0.33 ± 0.06	0.24 ± 0.04	0.25 ± 0.09	0.25 ± 0.09	0.3	0.31 ± 0.05	0.20 ± 0.06
SO <sub>3</sub>		0.10 ± 0.01	0.06	0.01	н.п.о.	0.04 ± 0.01	0.03 ± 0.01	0.04	0.04 ± 0.01	0.06 ± 0.01
Сумма		99.23 ± 1.25	99.05	99.25 ± 0.16	99.07 ± 1.28	99.13 ± 0.70	97.77 ± 1.75	98.78	99.20 ± 0.77	98.90 ± 0.70

**Примечание.** Включения: в оливине - вторичные, в клинопироксене - первичные. Место расположения включений в клинопироксене: 7 - ядро, 8 - промежуточная зона, 9 - кайма. Средние значения составов стекол даны в зависимости от количества анализов, приведенных в скобках. Анализы выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro. Аналитик Л.Н. Поспелова. Н.п.о. – ниже пределов обнаружения.



**Рис. 10.** Расплавные включения в зернах диопсида из щелочно-базитовых даек: а, б - расположение включений в клинопироксене; в, г - стекловатые включения с газовым пузырьком и ксеногенными кристаллами апатита (Ap) и Ti-магнетита (Ti-Mgt). Стекло - gl. Газовый пузырь - г.п.

включения имеют неправильную форму, часто расшнурованы. Окраска первичных и вторичных включений бурая и бесцветная. Размер их колеблется от 1-10 мкм до 80-200 мкм. По фазовому составу первичные и вторичные включения в диопсиде четко не различаются. Во включениях отмечается тонкораскристаллизованное стекло, газовый пузырь, а также присутствуют ксеногенные кристаллы Ti-магнетита и апатита (рис. 10 в, г).

Изучение химического состава непрогретых стекол расплавных включений в диопсиде выявило незначительные вариации в содержаниях компонентов (мас. %): 56-59 SiO<sub>2</sub>, 20-22 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.5-0.6 CaO, 2-3.9 FeO (табл. 6, ан. 7-9). Все застеклованные расплавы существенно обогащены щелочами (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O – от 13 до 14 мас. %), ведущая роль среди которых принадлежит калию (Панина и др., 2011).

### **3.4.2. Термометрическое исследование включений и определение химического состава законсервированных в них расплавов**

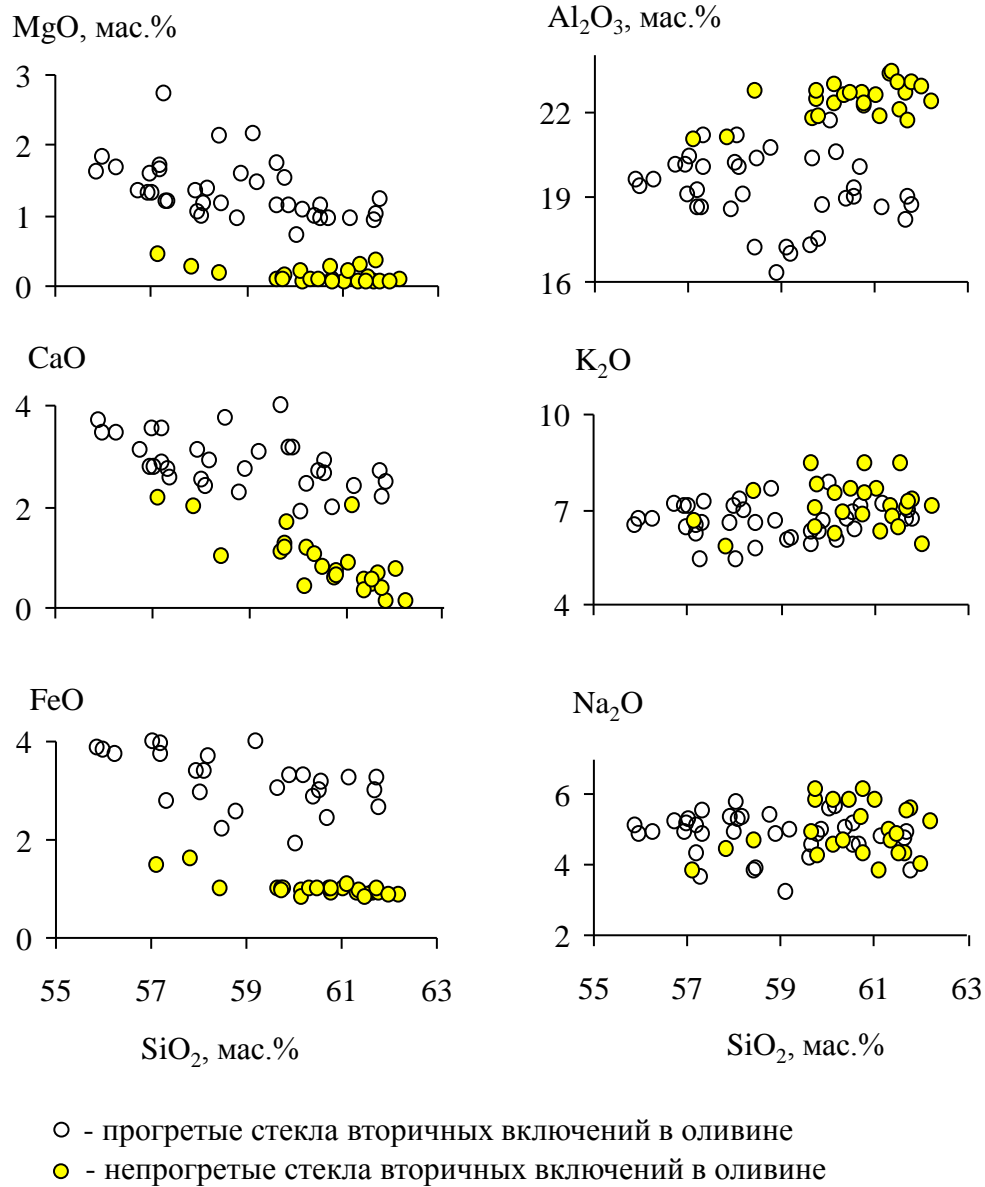
Для прогрева из вкрапленников **оливина** были отобраны в основном изолированные и нерасшнурованные вторичные включения. Как известно (Базарова и др., 1975; Соболев и др., 1991; Соболев, Слуцкий, 1984), нагрев первичных включений в оливине обычно производится очень быстро, из-за их ультраосновного состава, равновесие в котором при высоких температурах устанавливается почти мгновенно. Однако при быстром нагреве размягчение стекла во включениях у нас не происходило вплоть до 1000 °С. Поэтому, учитывая, что включения, являются вторичными, и имеют, вероятно, более кислый состав, автором была подобрана следующая схема прогрева: до 500 °С осуществлялся постепенный (в течение 1 часа) нагрев включений, затем следовала выдержка – 30 минут. В дальнейшем быстрый нагрев до 700 °С, и последующая выдержка – 2-2.5 часа. После этого следовал постепенный нагрев и при 750-850 °С во включениях отмечалось

размягчение стекла, начиналось подплавление игольчатых дочерних фаз и газовая фаза приобретала форму пузырька. Прогрев производился до 1240-1260 °С. К сожалению, даже в атмосфере аргона оливин при 900-1000 °С покрывался бурой пленкой, непрозрачность которой увеличивалась при повышении температуры. После прогрева приходилось снимать оксидную пленку с поверхности оливина, чтобы увидеть содержимое включения и произошедшие в нем изменения при прогреве. Выяснилось, что во включениях в процессе прогрева до 1220 °С еще частично сохранялся дочерний пироксен, а при 1240-1260 °С расплав был уже полностью гомогенным. Это позволило предположить, что температура гомогенизации включений была в пределах 1240-1260 °С. Рудные фазы магнетита и апатита при нагреве до 1240-1260°С сохранялись, что подтверждает предположение об их ксеногенной природе по отношению к законсервированному расплаву включения.

Согласно микрозондовым анализам, состав закаленного стекла в прогретых включениях по сравнению со стеклом в непрогретых включениях мало изменился: незначительно уменьшилось количество  $\text{SiO}_2$ , щелочей и более заметно –  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , при этом существенно возросло содержание  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$  (рис. 11). А именно в их химическом составе содержалось (мас. %): 56-61.8  $\text{SiO}_2$ , 16-21  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 5.4-2.2  $\text{FeO}$ , 1.8-0.9  $\text{MgO}$ , 3.9-2  $\text{CaO}$ , 3.8-5.7  $\text{Na}_2\text{O}$ , 6-7.6  $\text{K}_2\text{O}$  (табл. 7).

Такой состав прогретых включений близок к химическому составу серии псевдолейцитовых фонолитов-пуласкинов, развитых на Ыллымахском массиве (табл. 2, ан. 7, 9). Кроме того, в стеклах прогретых включений присутствуют (мас. %): до 0.69  $\text{BaO}$ , до 0.15  $\text{SrO}$ , 0.08-0.23  $\text{Cl}$  и 0.02-0.74  $\text{SO}_3$  (табл. 7).

Следует отметить, что после прогрева и при выведении включений на поверхность по их краям наблюдалась концентрация мельчайших зерен



**Рис. 11. Бинарные диаграммы соотношений окислов в законсервированных расплавах в оливинах из щелочно-базитовых пород Ыллымахского массива в зависимости от  $\text{SiO}_2$ .**



Таблица 7.

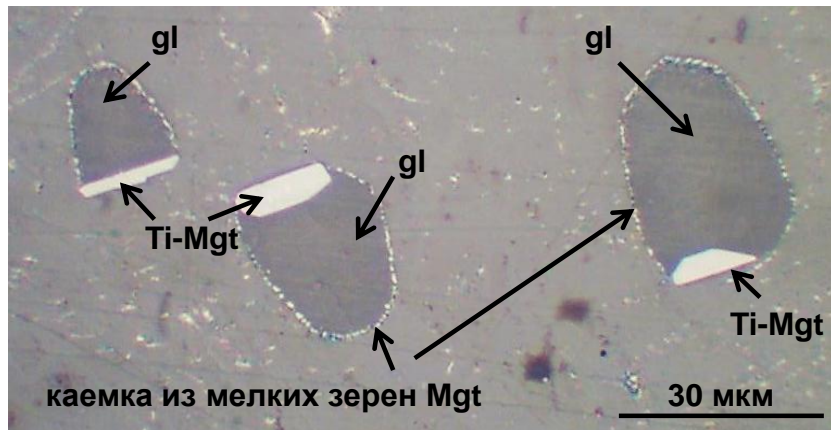
Химический состав прогретых вторичных включений в оливине из щелочно-базитовых пород Ыллымахского массива, мас. %

№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	BaO	SrO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cl	SO <sub>3</sub>	Сумма
1	55.99	0.38	19.40	3.82	0.11	1.83	3.46	4.88	6.70	0.48	0.15	0.55	0.21	0.08	98.04
2	55.89	0.29	19.57	3.86	0.12	1.61	3.71	5.10	6.48	0.43	0.19	0.67	0.22	0.02	98.13
3	56.99	0.42	19.09	4.10	0.12	1.60	3.53	5.18	6.43	0.26	0.13	0.40	0.22	0.04	98.51
4	56.74	0.45	20.08	4.26	0.08	1.35	3.10	5.25	7.16	0.35	0.13	0.49	0.13	0.03	99.62
5	56.94	0.40	20.12	4.46	0.08	1.31	2.79	4.90	7.07	0.41	0.08	0.30	0.14	0.05	99.06
6	56.27	0.36	19.60	3.75	0.09	1.67	3.47	4.94	6.73	0.30	0.15	0.47	0.21	0.04	98.05
7	57.36	0.37	20.06	4.13	0.11	1.21	2.55	4.87	7.25	0.50	0.13	0.25	0.13	0.09	98.99
8	57.94	0.45	18.53	3.39	0.09	1.34	3.13	5.33	6.59	0.41	0.13	0.47	0.23	0.06	98.09
9	57.03	0.32	20.41	3.99	0.08	1.32	2.77	5.31	7.12	0.43	0.11	0.34	0.13	0.02	99.37
10	57.20	0.41	18.65	3.76	0.08	1.70	3.54	5.08	6.47	0.43	0.14	0.52	0.22	0.08	98.25
11	57.21	0.20	19.23	3.97	0.12	1.64	2.85	4.29	6.22	0.45	0.15	0.71	0.20	0.08	97.31
13	57.34	0.46	21.16	2.78	0.04	1.21	2.72	5.56	6.54	0.32	0.15	0.44	0.16	0.04	98.94
14	58.49	0.46	20.36	2.23	0.08	1.18	3.76	3.90	6.59	0.40	0.30	1.62	0.08	0.04	99.50
15	58.20	0.56	19.04	3.69	0.08	1.37	2.91	5.38	6.96	0.19	0.10	0.41	0.17	0.11	99.18
16	58.00	0.52	20.22	4.52	0.07	1.06	2.51	4.95	7.11	0.44	0.07	0.11	0.11	0.05	99.75
18	58.90	0.46	16.33	5.46	0.15	1.59	2.73	4.88	6.65	н.п.о.	н.п.о.	0.65	0.17	0.09	98.12
19	58.80	0.49	20.73	2.57	0.09	0.96	2.28	5.43	7.65	0.25	0.02	0.44	0.13	0.03	99.86
20	58.12	0.52	20.01	3.41	0.09	1.17	2.38	5.31	7.33	0.12	н.п.о.	0.47	0.17	0.08	99.18
21	59.90	0.62	18.67	3.32	0.08	1.13	3.14	4.99	6.61	0.34	0.14	0.84	0.17	0.05	99.99
22	59.65	0.53	17.25	4.13	0.09	1.74	3.99	4.22	6.26	0.41	0.13	0.58	0.13	0.12	99.23
23	59.81	0.39	17.46	4.35	0.09	1.54	3.17	4.87	6.31	0.00	н.п.о.	0.69	0.19	0.07	99.00
25	60.42	0.53	18.94	2.87	0.08	1.00	2.68	5.04	6.72	0.28	0.15	0.37	0.19	0.07	99.33
26	60.56	0.70	19.28	3.00	0.08	0.97	2.67	5.20	6.89	0.23	0.11	0.61	0.17	0.05	100.51
27	60.20	0.63	20.53	3.29	0.22	1.09	2.44	5.68	6.04	0.25	н.п.о.	0.24	0.08	0.09	100.77
28	60.57	0.56	19.01	3.17	0.11	1.15	2.90	4.54	6.35	0.69	0.13	0.45	0.13	0.07	99.84
29	60.70	0.50	20.06	2.45	0.06	0.97	1.99	4.54	7.10	0.42	н.п.о.	0.25	0.16	0.04	99.24
30	61.69	0.39	18.15	3.00	0.07	0.93	2.68	4.73	6.70	0.41	0.10	0.61	0.14	0.74	100.34
31	61.16	0.65	18.63	3.27	0.15	0.95	2.42	4.79	7.20	н.п.о.	н.п.о.	0.56	0.17	0.10	100.12
32	61.81	0.39	18.69	2.65	0.09	1.23	2.50	3.80	6.70	0.34	0.11	0.73	0.14	0.04	99.23

**Примечание.** Анализы выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro. Аналитик Л.Н. Поспелова. Н.п.о. – ниже пределов обнаружения.

магнетита (рис. 12). Это явление объясняется диссоциацией воды во включениях и быстрой диффузией водорода из включений при высокой температуре (Sobolev, Danyushevsky, 1994). Диффузия происходит потому, что эксперименты проводятся в инертной атмосфере микротермокамеры при низкой фугитивности водорода. Относительно высокое давление внутри включения при высокой температуре приводит к более высокой фугитивности водорода внутри включения по сравнению с инертной средой вокруг зерна оливина даже тогда когда включение имеет низкое содержание воды. Такой процесс часто сопровождается осаждением магнетита внутри включения:  $2\text{H}_2\text{O}_{\text{melt}} + 6\text{FeO}_{\text{melt}} = 2\text{H}_2^{\uparrow} + 2\text{Fe}_3\text{O}_4$  (Danyushevsky et al., 2002). Максимальное количество воды, которое может диссоциировать определяется по формуле:  $\text{H}_2\text{O}$  (мас. %) =  $0.125 \cdot \text{FeO}$  (мас. %). В нашем случае максимальное количество воды, которое могло диссоциировать, равно 0.67-0.27 мас. %.

В **диопсиде** для прогрева были отобраны изолированные расплавные включения. В процессе нагревания около 500-600 °С включения начинают светлеть, при 790 °С контуры апатита во включениях становятся более четкими, а при 870-900 °С во включениях газовый пузырь начинает уменьшаться, затем при 1200-1240 °С он в первичных включениях исчезает. Вместе с тем, во включениях остаются рудная фаза и апатит, что подтверждает их ксеногенную природу, т.е. они являются минералами-спутниками. Близкие температуры (1180-1160 °С) были получены на Ыллымахском массиве при гомогенизации раскристаллизованных включений в авгитах псевдолейцититов (Чепуров, 1974). Как показал микронзондовый анализ, первичные прогретые включения в диопсидах из центральных бесцветных зон вкрапленников по отношению к включениям из краевых густо-зеленых зон, имеют более магнизальный, более кальциевый состав, менее обогащены кремнеземом, глиноземом и щелочами при существенном



**Рис. 12.** Расплавные включения в оливине после прогрева до 1240 °С в отраженном свете.

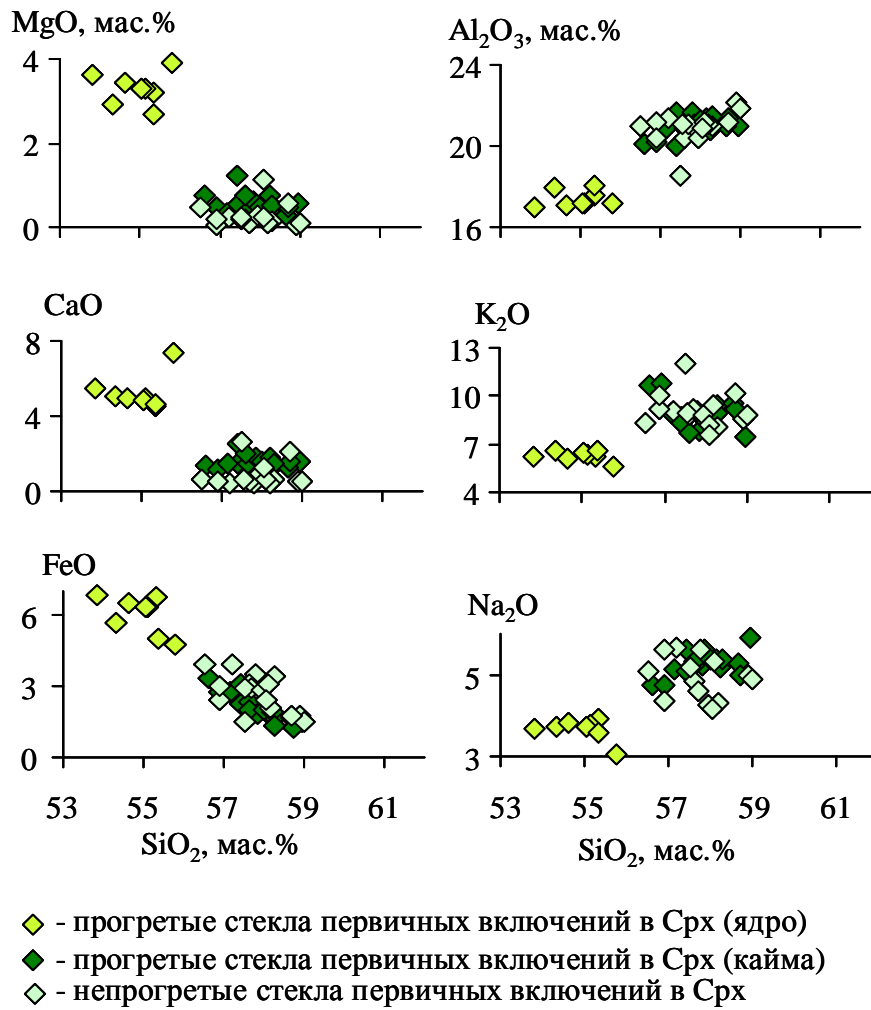


Рис. 13. Бинарные диаграммы соотношений окислов в законсервированных расплавах в клинопироксенах из щелочно-базитовых пород Ыллымахского массива в зависимости от  $\text{SiO}_2$ .

Таблица 8.

Химический состав прогретых первичных включений в клинопироксене из щелочно-базитовых пород Ыллымахского массива, мас. %

№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	BaO	SrO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cl	SO <sub>3</sub>	Сумма
Первичные включения из ядер вкрапленников															
1	53.83	1.09	16.96	6.86	0.13	3.64	5.49	3.69	6.16	н.п.о.	0.06	0.77	0.14	0.23	99.07
2	54.34	0.93	17.95	5.68	0.13	2.91	5.03	3.75	6.61	0.18	н.п.о.	0.83	0.15	0.14	98.66
3	54.64	0.87	17.05	6.53	0.12	3.42	4.91	3.83	6.05	н.п.о.	0.03	0.72	0.14	0.04	98.42
4	55.34	0.98	17.54	6.76	0.15	3.2	4.54	3.91	6.17	0.21	0.05	0.73	0.14	0.08	99.79
5	55.12	0.88	17.14	6.36	0.13	3.31	4.99	3.79	6.4	н.п.о.	н.п.о.	0.81	0.14	0.10	99.2
6	55.78	0.71	17.2	4.76	0.08	3.91	7.37	3.03	5.63	0.11	н.п.о.	0.49	0.11	0.06	99.25
7	55.03	0.87	17.13	6.3	0.12	3.28	4.86	3.74	6.48	н.п.о.	0.05	0.82	0.14	н.п.о.	98.87
8	55.35	0.85	18.05	5.04	0.10	2.66	4.65	3.59	6.57	0.12	н.п.о.	0.56	0.17	н.п.о.	97.72
Первичные включения из кайм вкрапленников															
9	56.61	0.46	20.11	3.3	0.06	0.74	1.36	4.74	10.66	0.37	0.06	0.55	0.27	0.06	99.37
10	56.92	0.62	20.21	2.76	0.04	0.47	1.14	4.74	10.78	0.44	0.04	0.57	0.27	0.08	99.10
11	57.41	0.36	21.62	2.25	0.05	0.54	1.51	5.62	8.70	н.п.о.	0.08	0.85	0.15	н.п.о.	99.14
12	57.81	0.29	21.64	1.94	0.04	0.37	1.54	5.25	8.89	0.16	0.06	0.85	0.14	0.03	99.00
13	57.16	0.79	20.92	2.78	0.07	0.31	1.51	5.13	8.88	0.07	0.06	0.83	0.17	0.04	98.73
14	57.64	0.56	21.01	2.36	0.07	0.33	1.49	5.23	8.88	н.п.о.	0.04	0.79	0.16	0.07	98.64
15	57.41	0.66	19.96	3.11	0.11	1.24	2.55	5.10	8.29	0.28	0.14	0.61	0.15	0.08	99.7
16	57.84	0.63	21.11	1.87	0.06	0.61	1.78	5.63	7.84	0.39	0.09	0.63	0.13	0.08	98.69
17	57.61	0.48	20.86	2.00	0.06	0.75	2.03	5.32	7.74	0.31	0.07	0.82	0.1	0.03	98.15
18	58.16	0.3	21.32	1.71	0.02	0.44	1.33	5.36	9.25	0.2	0.05	0.62	0.12	0.11	98.98
19	58.97	0.24	20.93	1.52	0.04	0.57	1.62	5.91	7.51	0.28	0.07	0.60	0.11	0.07	98.43
20	58.26	0.52	20.76	1.67	0.01	0.36	1.25	5.27	9.44	0.24	0.06	0.48	0.13	0.07	98.52
21	58.66	0.54	20.93	1.69	н.п.о.	0.3	1.22	5.27	9.49	0.32	0.07	0.45	0.14	0.06	99.14
22	58.00	0.51	21.22	1.98	0.08	0.45	1.62	5.36	8.44	0.02	0.04	0.64	0.1	н.п.о.	98.47
23	58.22	0.51	21.3	1.93	н.п.о.	0.76	1.82	5.18	8.81	0.06	н.п.о.	0.60	0.13	0.05	99.37
24	58.72	0.67	21.4	1.24	0.03	0.45	1.53	5.00	9.12	0.38	0.08	0.75	0.13	0.04	99.52
25	58.28	0.46	21.51	1.34	0.01	0.51	1.44	5.39	8.94	н.п.о.	н.п.о.	0.49	0.11	0.01	98.49

**Примечание.** Анализы выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro. Аналитик Л.Н. Поспелова. Н.п.о. – ниже пределов обнаружения.

преобладании  $K_2O$  над  $Na_2O$  (рис. 13), и по составу соответствуют тефритам-фонолитам (Е.Д. Андреева и др., 1983) (табл. 8, ан. 1-8). Состав же включений из краевых зон отвечает составу псевдолейцитовых фонолитов (табл. 8, ан. 9-25). В целом состав прогретых расплавных включений в диопсиде по сравнению с непрогретыми более заметно обогащен  $MgO$ ,  $CaO$  при очень незначительном уменьшении количества  $SiO_2$ ,  $FeO$ . Кроме того, в стеклах включений присутствуют (мас. %): до 0.44  $BaO$ , до 0.14  $SrO$ , 0.1-0.17  $Cl$  и 0-0.23  $SO_3$ .

Таким образом, химический состав первичных включений в диопсиде является достаточно близким к составу вторичных включений в оливине.

### **3.5. Геохимия щелочно-базитовых пород, клинопироксенов и гомогенизированных расплавных включений**

**Щелочно-базитовые породы** значительно обогащены редкими элементами (табл. 9, ан. 1). Так, содержание LILE ( $Rb$ ,  $Ba$ ) превышает мантийный уровень на 2.5 порядка, LREE - на 1-1.5 порядка, HFSE ( $Ta$ ,  $Nb$ ,  $Zr$ ,  $Hf$ ) - примерно на 1 порядок, а  $Ti$  и HREE – менее, чем на 1 порядок. На мультиэлементных спектрах с нормированием элементов по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) кривая щелочно-базитовых пород имеет отрицательный наклон: породы более обогащены LILE, LREE и менее - HREE (рис. 14). На кривой отмечаются отрицательные аномалии  $Th$ ,  $Nb$  и  $Ti$ , а также положительная аномалия  $Sr$ .

**Стекла прогретых включений**, первичных - в диопсиде и вторичных - в оливине, имеют примерно одинаковые содержания редких элементов и значительно обогащены ими относительно примитивной мантии (табл. 9, ан. 2-4). В целом, они, как и порода, больше обогащены LILE, LREE и меньше HREE.

На мультиэлементных спектрах с нормированием элементов по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) кривые для стекол включений в диопсиде и оливине имеют отрицательный наклон и одинаковую конфигурацию (рис. 14). На кривых отмечаются положительные Sr аномалии и отрицательные – для Rb, Th, Nb и Ti. При сравнительной близости уровней концентраций редких элементов в проанализированных стеклах включений, они несколько отличаются по содержанию HREE. Наиболее низкие содержания HREE отмечаются для стекол включений, расположенных в промежуточных зонах вкрапленников диопсида, несколько выше – в стеклах включений, приуроченных к краевым зонам вкрапленников диопсида, а самые высокие – в стеклах вторичных включений в оливине.

Надо отметить, что содержания редких элементов в стеклах включений и в щелочно-базитовых породах являются близкими. На мультиэлементных спектрах (рис. 14) видно, что кривые стекол включений и щелочно-базитовых пород имеют одинаковую конфигурацию. По сравнению со стеклами включений, в породах содержится незначительно больше Ce, Nd, Hf, Sm, Eu, Ti, HREE.

В стекле включений в оливине количество воды достигает 1.1 мас. %. В стеклах включений в клинопироксенах содержание воды, к сожалению, определить не удалось. Содержание же фтора оказалось сравнительно близким для включений в оливине и диопсиде (от 0.12 до 0.27 мас. %).

**Диопсиды** существенно обогащены редкими элементами (табл. 9, ан. 5, 6). Следует отметить, что в каймах ( $Di_3$ ) зональных вкрапленников (табл. 9, ан. 6) концентрация редких элементов несколько выше, чем в их промежуточных зонах ( $Di_2$ , табл. 9, ан. 5). Редкоземельные спектры диопсидов, нормированные к хондриту (Anders, Grevesse, 1989), имеют одинаковую конфигурацию, отмечается некоторое преобладание LREE и MREE по сравнению с HREE (рис. 15).

Таблица 9.

Микроэлементный состав щелочно-базитовых пород, вкрапленников диопсидов и прогретых расплавных включений в минералах (Бллымахский массив), ppm

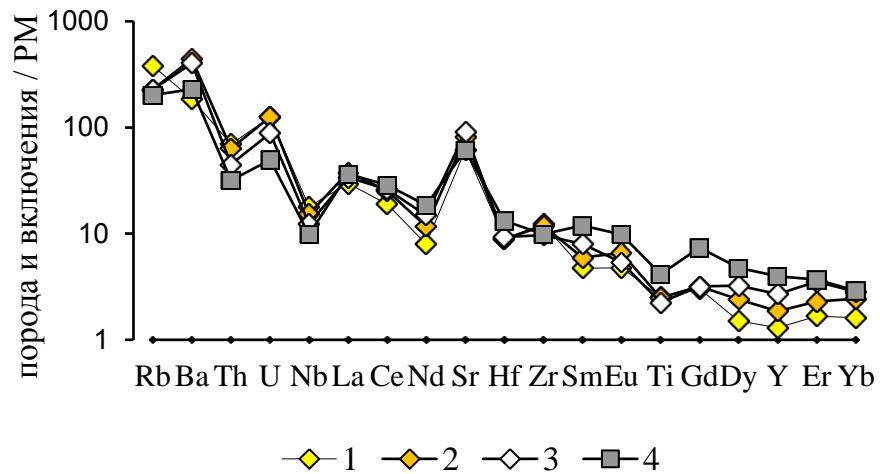
Элементы и их соотношения	Щелочно-базитовая порода	Включения			Диопсид	
		в Di <sub>2</sub>	в Di <sub>3</sub>	в Ol	Di <sub>2</sub>	Di <sub>3</sub>
		1**	2	3	4	5
Cr	280	11.3	10.2	17	1080	532
Ti	5394.6	3290	3230	2918	5130	5860
V	260	36.3	47.2	132	246	256
K	42336	76300	68600	57300	33.8	118
Rb	128.3	241	145	145	7.2	8.8
Sr	1292.2	1297	1704	1905.5	557	488
Ba	1601.4	1291	3090	2815	0.55	1.05
Nb	7	12.8	10.9	8.8	0.24	0.27
Ta	0.42	1.46	1.64	1.73	0.28	0.51
Zr	110.7	138	133	108	57.4	77.5
Hf	4.11	2.77	2.74	2.87	2.27	3.16
Y	18.14	5.9	8.5	12.3	20.1	30
La	25.14	20.4	25.9	23.2	8.9	9.5
Ce	51.19	33.7	45.1	46.5	28.9	37.8
Nd	25.00	10.8	15.8	20.1	21.4	33.8
Sm	5.30	1.21	2.65	3.56	6.08	9.63
Eu	1.65	0.8	1.1	0.9	1.8	3
Gd	4.43	0.8	0.9	1.9	4.3	5.2
Dy	3.51	1.11	1.77	2.39	4.11	6.38
Er	1.77	1	1.1	1.7	2.35	3.7
Yb	1.43	0.8	1.2	1.4	2.2	3.2
Th	2.7	5.93	5.4	3.82	0.12	0.15
U	1	2.63	2.65	1.85	0.02	0.04
F	-	0.12	0.27	0.24	-	-
La/Yb <sub>n</sub>	12.23	17.69	14.97	11.49	2.80	2.05
Eu/Eu*	1.00	2.32	1.74	0.95	1.02	1.17

**Примечание.** Di<sub>2,3</sub> – зональные зерна диопсида: Di<sub>2</sub> – промежуточная зона, Di<sub>3</sub> – краевая зона. Ol – оливин.

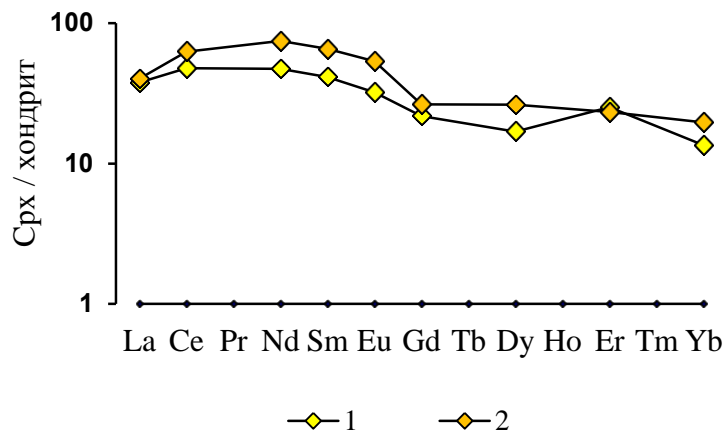
Все анализы, кроме № 1, выполнены методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (филиал Физико-технологического института РАН, г. Ярославль).

\*\* в породе также присутствует (ppm) 110 Ni, 41 Co, 26.2 Sc, 5.54 Cs, 6.2 Pr, 0.6 Tb, 0.24 Tm, 0.65 Ho, 0.2 Lu. Анализ № 1 выполнен методом ICP-MS. Аналитик И.В. Николаева. Прочерк - элемент не определялся.





**Рис. 14.** Нормированные на примитивную мантию (по Sun, McDonough, 1989) мультиэлементные спектры щелочно-базитовых пород Ыллымахского массива и гомогенизированных включений. 1-3 - включения: 1 – из промежуточной зоны зерна диопсида, 2 – из краевой зоны зерна диопсида, 3 – из оливина. 4 - щелочно-базитовая порода.



**Рис. 15.** Нормированные на хондрит (по Anders, Grevesse, 1989) редкоземельные спектры клинопироксенов из щелочно-базитовых пород Ыллымахского массива. 1 – диопсид (промежуточная зона зерна), 2 – диопсид (краевая зона зерна).

### 3.6. Обсуждение результатов

По результатам выполненного комплексного исследования щелочно-базитовых пород из даек Ыллымахского массива установлены их следующие особенности:

1. Вкрапленники оливина в щелочно-базитовых породах обычно имеют неправильную форму, сильно корродированы, разбиты множеством трещин, залеченных расплавом. Это может свидетельствовать о неравновесных условиях, в которых зерна оливина находились продолжительное время. Химический состав оливина отвечает  $Fo_{72-76}$  и соответствует составу оливина ( $Fo_{74}$ ) из ультрамафитовых глубинных ксенолитов, обнаруженных в малиньитах и габброидных породах Ыллымахского массива (Ельянов, Моралев, 1974). Вместе с тем, оливин в самих малиньитах более железистый -  $Fo_{48}$  (Костюк и др., 1990). Присутствие ксенолитов в интрузивных породах Ыллымахского массива связывают с предполагаемым нахождением на глубине ультрамафитов – оливинитов, верлитов, пироксенитов (Ельянов, Моралев, 1974). Исходя из высокомагнезиального состава зерен оливина в исследуемых щелочно-базитовых дайковых породах и неравновесных условий, в которых они находились и приобрели корродированный облик, можно предполагать, что в данном случае оливин является ксеногенным минералом и относится к продуктам дезинтеграции глубинных ультрамафитов и их ксенолитов, выносимых с более глубоких этажей литосферы щелочно-базитовым расплавом при его продвижении к поверхности. Необходимо отметить, что Ю.А. Билибин (1947) в малиньитах Ыллымахского массива также отмечал ксенокристы оливина.

2. В ксенокристаллах оливина присутствуют многочисленные включения, которые, согласно проведенным исследованиям, относятся к вторичным. Температуры гомогенизации этих включений (1240-1260 °C) соответствуют температурам гомогенизации первичных включений во вкрапленниках

клинопироксена. Кроме того, петрогенный и редкоэлементный состав прогретых включений в оливинах также близок к составу включений в клинопироксенах и при этом существенно отличается от состава породы. В том случае, если бы данные включения в оливине являлись первичными, то их состав должен был быть, наоборот, близок к составу породы в целом, т.е. отражать состав среды, из которой кристаллизовался оливин – самый ранний минерал исходного расплава. Состав же включений в оливине соответствует химическому составу псевдолейцитовых фонолитов-щелочных пуласкитов Ыллымахского массива (табл. 7, 2). Эти расплавы, по-видимому, были неравновесны с зернами оливина и вызывали их частичное растворение, обуславливая их корродированный облик. О вторичной природе расплавных включений в оливине говорит также их нормативный состав, в котором оливин не рассчитывается и который представлен (мас. %) 10.7 Crx, 10.3 An, 8.2 Ab, 57.1 Or, 4.6 Lct, 4.8 Ne, 4.3 Mgt.

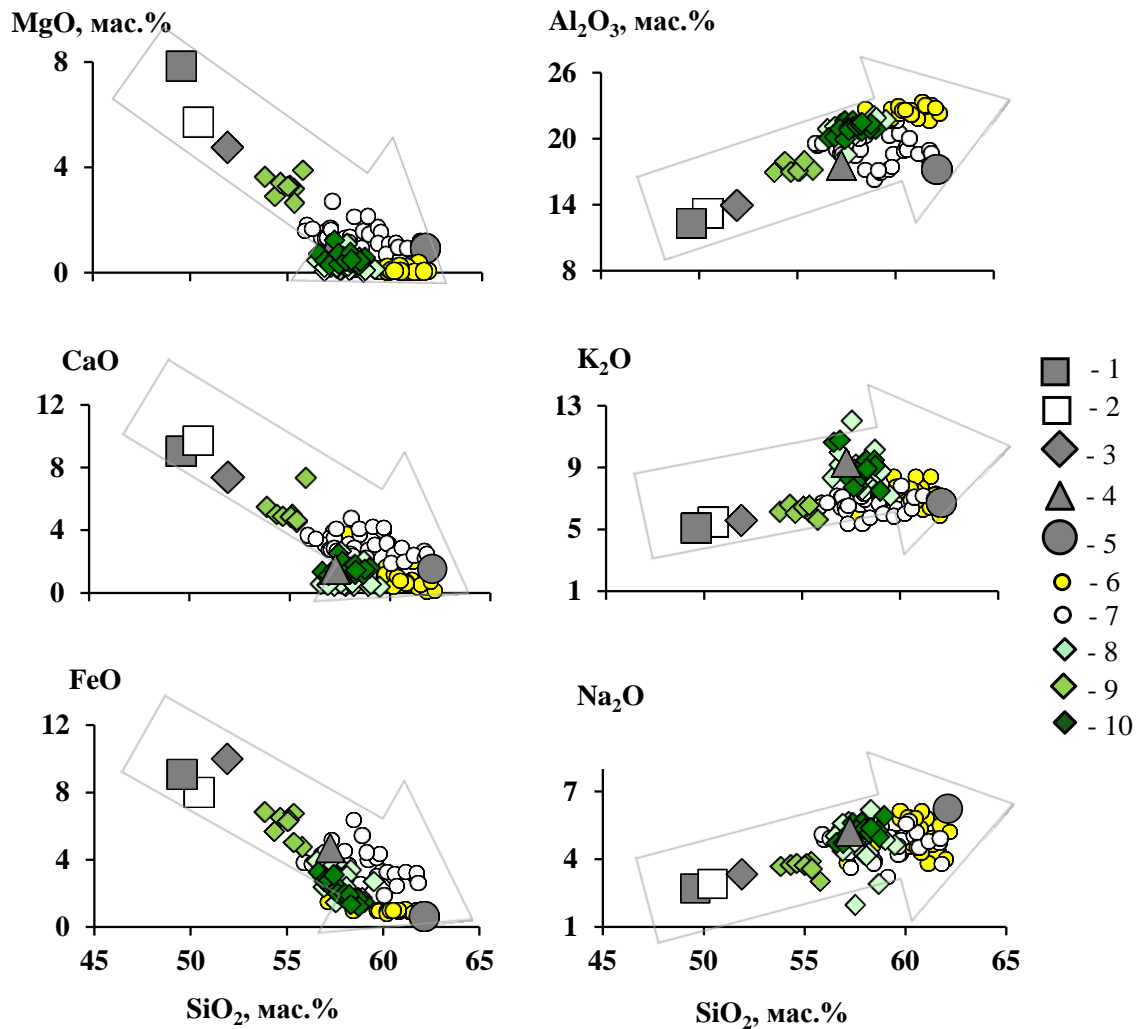
Следует отметить, что похожие по фазовому составу, температурам гомогенизации (1250-1180 °С – в оливине, 1200-1190 °С – в клинопироксене) и химическим составам расплавные включения были найдены А.И. Чепуровым с соавторами (1974) в дайках оливинового псевдолейцитита в гранито-гнейсах архея Центрального Алдана.

3. Состав законсервированных в клинопироксене первичных расплавных включений (табл. 6, 8) также значительно отличается от щелочно-базитового состава содержащих их дайковых пород. В составе прогретых стекол включений по сравнению с составом пород на 4-7 мас. % больше SiO<sub>2</sub>, на 4-9 мас. % больше Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, на 4-8 мас. % меньше CaO, на 4-7 мас. % меньше MgO, на 2-7 мас. % меньше FeO, на 2-6 мас. % больше суммы щелочей. Состав прогретых первичных расплавных включений из ядерных зон клинопироксена оказывается близким к составу развитых в пределах массива малиньитов и меланократовых сиенитов (табл. 2, ан. 5). Состав же прогретых

расплавных первичных включений из краевых зон клинопироксена и состав непрогретых включений обнаруживают определенное сходство с составом псевдолейцитовых фонолитов (табл. 2, ан. 7).

Показательно, что составы прогретых и непрогретых расплавных включений, обнаруженных в минералах щелочно-базитовых даек Ыллымахского массива, при нанесении их на бинарные диаграммы зависимости количества петрогенных компонентов от содержания кремнезема (рис. 16) образуют отчетливый единый тренд эволюции, соединяющий расплавы, законсервированные в первичных включениях из вкрапленников клинопироксена и во вторичных включениях в оливине. На этот же тренд попадают составы малиньитов, псевдолейцитовых фонолитов, пуласкитов (Костюк и др., 1990) и рассматриваемых дайковых пород (с вычетом и без вычета ксенокристов оливина) из Ыллымахского массива.

Ещё более отчетливо прослеживается эволюция законсервированных в минералах расплавов на треугольной диаграмме  $Al_2O_3 - (CaO+MgO+FeO) - (Na_2O+K_2O)$  (рис. 17). Видно, как в ходе кристаллизации в расплавах уменьшаются содержания кальция, железа, магния и увеличиваются количества алюминия, кремнезема, щелочей, т.е. отчетливо вырисовывается тренд, характерный для эволюционирующих щелочно-базальтоидных расплавов (Панина, 1993). На этом же тренде располагаются присутствующие на массиве малиньиты, псевдолейцитовые фонолиты и пуласкиты. Такой тренд может свидетельствовать о формировании всей серии рассматриваемых пород, развитых на Ыллымахском массиве, из материнской магмы схожей по составу и эволюции с той, из которой кристаллизовались более поздние щелочно-базитовые дайковые породы. Формирование рассматриваемых дайковых пород, по-видимому, происходило на одной из стадий эволюции щелочно-базальтоидной магмы, а именно на стадии образования тефрито-фонолитовых расплавов.



**Рис. 16.** Бинарные диаграммы соотношений окислов в породах Ыллымахского массива и силикатных стеклах включений из минералов щелочно-базитовых даек в зависимости от SiO<sub>2</sub>.

1-5 – породы Ыллымахского массива: 1 – исследуемые щелочно-базитовые дайковые породы, 2 – те же породы за вычетом ксенокристов оливина, 3 – малиньиты\*, 4 – псевдолейцитовый фonoлиты\*; 5 – пуласкиты\*; 6-10 – расплавные включения в минералах щелочно-базитовых даек Ыллымахского массива: 6 – непрогретые стекла вторичных включений в оливине, 7 – прогретые стекла вторичных включений в оливине, 8 – непрогретые стекла включений в клинопироксене, 9 – прогретые стекла первичных включений в клинопироксене (ядро), 10 – прогретые стекла первичных включения в клинопироксене (кайма).

\* - по данным Г.К. Шнай и М.П. Орловой (1977).

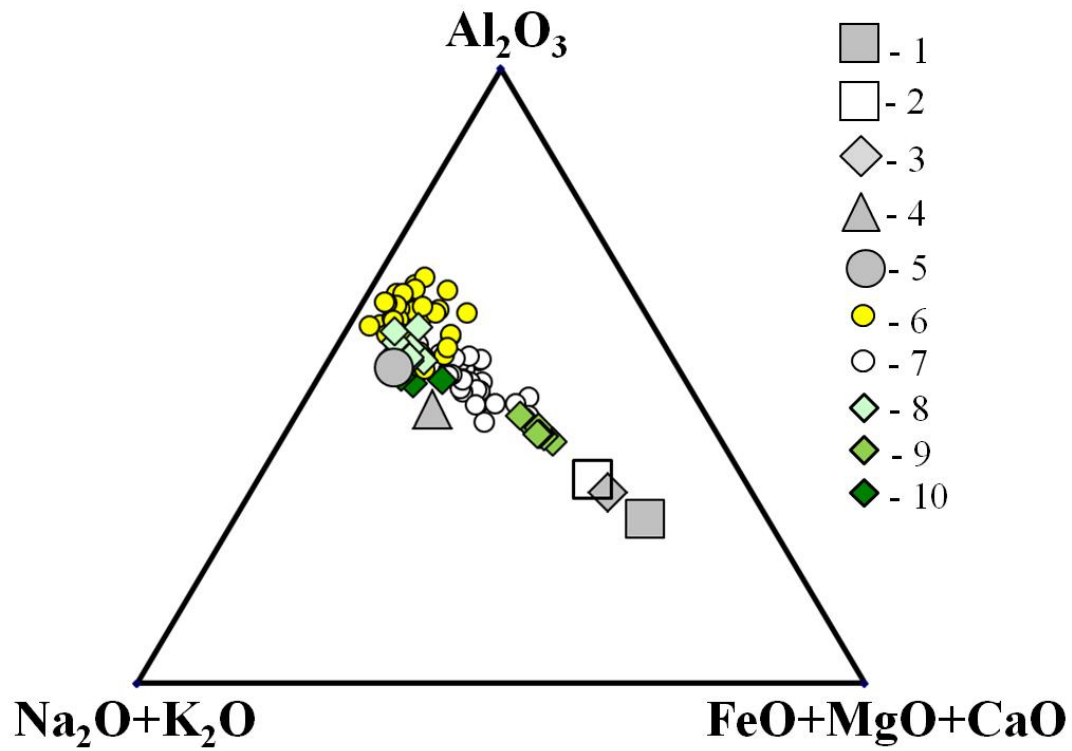


Рис. 17. Диаграмма составов пород и стекол включений в минералах щелочно-базитовых даек в системе  $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - (\text{FeO}+\text{MgO}+\text{CaO})$ . Обозначения приведены на рис. 16.

При внедрении последних и прорывании ими на глубине ультрамафитов, расплавы могли захватывать ксенокристы оливина увеличивая основность формирующихся дайковых пород.

4. Геохимические исследования показали, что щелочно-базитовые дайковые породы Ыллымахского массива и гомогенизированные расплавные включения практически одинаково обогащены редкими элементами относительно примитивной мантии (рис. 14). Высокие концентрации LILE (K, Rb, Ba) и LREE в щелочно-базитовых породах и гомогенизированных включениях, вероятно, указывают на обогащенный мантийный источник, а наличие отрицательных аномалии HFSE и Ti является одним из характерных признаков магматических пород, формировавшихся при участии корового материала (Кононова и др., 1995).

Некоторая деплетированность HREE относительно LREE в щелочно-базитовых породах, стеклах включений и клинопироксенах (рис. 14, 15), а также высокие отношения  $La/Yb_n = 11.5-17.7$  (табл. 9, ан. 1-4) в породах и стеклах включений могут свидетельствовать о возможном присутствии в мантийном очаге граната. При частичном плавлении такого источника в примитивном расплаве обычно увеличивается количество LREE, а HREE сохраняются в гранате (Балашов, 1976).

Таким образом, можно сформулировать первое защищаемое положение:

**Кристаллизация вкрапленников клинопироксена в щелочно-базитовых дайковых породах Ыллымахского массива происходила при 1200-1240°C из гомогенного тефрито-фонолитового расплава, обогащенного Cl, S, F, Ba, который затем эволюционировал к фонолитовому. Вкрапленники оливина в щелочно-базитовых дайковых породах являются ксеногенными и были захвачены при внедрении**

**тефрито-фонолитового расплава из расположенных под массивом ультрабазитов.**

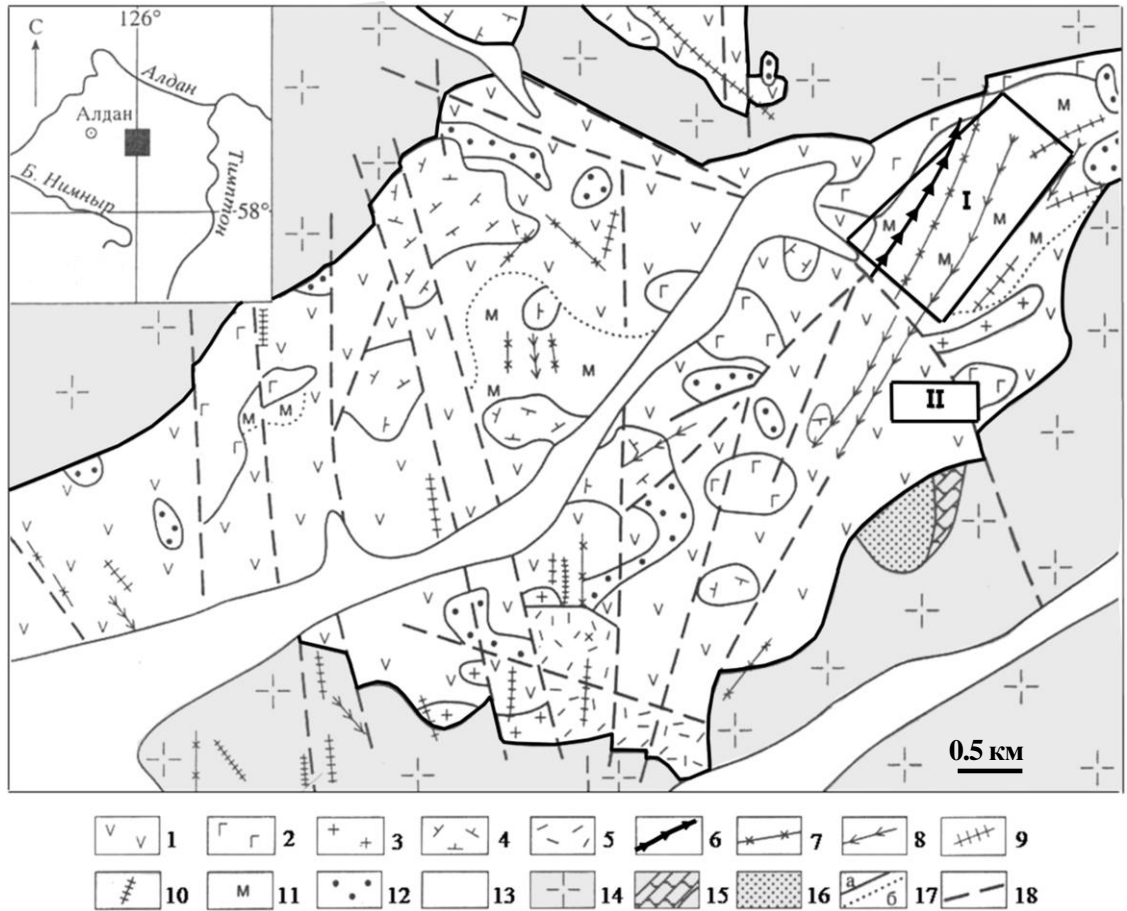


## Глава 4. РЯБИНОВЫЙ МАССИВ

### 4.1. Геологическое строение и возраст пород

Рябиновый массив расположен вблизи г. Алдан (рис. 18). Форма его эллипсовидная, неправильная, длинная ось ориентирована с юго-запада на северо-восток. Общая площадь массива (с апофизами) составляет около 50 км<sup>2</sup>. На массиве отмечается более 20 разновидностей интрузивных, вулканических, и жильных пород, общей особенностью которых является высокая и повышенная щелочность при выраженной калиевой специализации. Рябиновый массив представляет собой сложную вулканоплутоническую структуру с кальдерой проседания, выполненной щелочными и эпилейцитовыми фонолитами, трахитами и их лавобрекчиями (Максимов, Угрюмов, 1971; Кочетков и др. 1981; Ким 1981; Костюк и др. 1990). Интрузивные породы слагают ряд неполнокольцевых тел. Большая часть площади массива (около 80%) сложена эгириновыми, нефелиновыми, псевдолейцитовыми и щелочными сиенитами, псевдолейцитолитами и их автометасоматически измененными разновидностями (альбитизированными, цеолитизированными, шпреуштейнизированными, серицитизированными). На северо-востоке массива располагается щелочно-пикритоидный некк, который прорывает микроклин-мусковитовые золотоносные метасоматиты (участок Мусковитовый, рис. 18).

На основе геологических наблюдений и радиологических определений на Рябиновом массиве выделены разновозрастные группы щелочных и субщелочных пород, соответствующие четырем этапам формирования интрузии: Т<sub>3</sub>-J<sub>1</sub>, J<sub>1</sub>-J<sub>2</sub>, J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>, K<sub>1</sub>-K<sub>2</sub> (табл. 10) (Кочетков и др., 1989). Выявлено, что этапы вулканизма чередовались с плутоническими процессами. Необходимо отметить, что Н.В. Еремеев с соавторами (1992) предполагают более узкий возрастной интервал формирования массива – до 10 млн. лет.



**Рис. 18. Местонахождение и схема геологического строения Рябинового щелочного массива (Кочетков и др., 1989).**

1 – эгириновые сиениты, пуласкиты; 2 – малиньиты и меланократовые нефелиновые сиениты; 3 – щелочные граниты; 4 – щелочные трахиты; 5 – лавобрекчии щелочных трахитов; 6 – калиевые пикриты, шонкиниты, эгириниты; 7 – сиенит-порфиры; 8 – минетты; 9 – грорудиты и сельвсбергиты; 10 – щелочные аплиты; 11 – мусковитизированные сиениты и мусковит-микроклиновые породы; 12 – скарны и скарноиды; 13 – аллювий. Вмещающие породы: 14 – архейские граниты и гранито-гнейсы; 15 – венд-кембрийские доломиты; 16 – юрские песчаники. 17 – контакты интрузивных (а) и мусковитизированных (б) пород; 18 – разрывные нарушения. Золоторудные участки: I – Muskovitovskiy, II – Novyy.

Таблица 10.

Этапы формирования и вещественный состав изверженных пород  
Рябинового массива (Кочетков и др., 1989)

Этап	Вещественный состав изверженных пород (форма тел)
I T <sub>3</sub> - J <sub>1</sub>	Щелочные трахиты, щелочноземельные фельзиты (ксенолиты в более поздних породах).
II J <sub>1</sub> - J <sub>2</sub>	Эпилейцитовые порфиры, щелочные трахиты и их лавобрекчии (лакколиты, покровы). Малиньиты, меланократовые нефелиновые сиениты (штоки, неправильные тела). Тингуаиты (дайки).
III J <sub>3</sub> - K <sub>1</sub>	Эгириновые сиениты и пуласкиты (лакколиты, штоки).
	Нефелиновые сиениты (штоки и неправильные тела). Ортоклазовые пегматиты, эгирин-ортоклазовые пегматиты, щелочные сиенит-порфиры (линзовидные тела, дайки, жилы).
	Щелочные: сиенит-порфиры, бостониты, биотит-эгириновые сиенит-порфиры (дайки). Субщелочные: ортофиры и монцонит-порфиры (дайки).
IV K <sub>1</sub> - K <sub>2</sub>	Щелочные трахиты и их туфолавы, агломератовые лавы и лавобрекчии (субвулканы).
	Калиевые пикриты, шонкинит-пикриты, шонкиниты, эгириниты, калиевые базальтовые туфо- и лавобрекчии, минетты (некки, дайки).
	Сельвсбергит-порфиры, грорудиты, нордмаркиты и щелочные граниты (штоки, дайки, жилы).

Массив насыщен проявлениями золоторудной и сульфидной минерализации с медью, молибденом, серебром, свинцом, цинком, висмутом и другими рудными элементами, которые образуют несколько рудных участков. Прожилково-вкрапленная золотосодержащая минерализация в калиевых метасоматитах включает промышленно интересные золоторудные участки (Мусковитовый и Новый) и участки со слабой золотоносностью на поверхности (Желанный, Рябчик) (Кочетков, 1993; Коваленкер и др., 1996). Многие исследователи (Билибин, 1958; Кочетков, 2006 б) связывают рудные проявления данного района с мезозойским магматизмом Алданского щита.

На массиве исследуемые автором **дайки биотитовых шонкинитов и минетт** относятся к IV этапу формирования (табл. 10). Они пространственно приурочены к изометричному телу (некку) щелочно-пикритоидных брекчий. В некке диаметром 100 м установлены также калиевые пикриты, шонкинит-порфиры и микрошонкиниты, а также лимбургиты и карбонатитовые жилы в очень сложных взаимоотношениях друг с другом (Кочетков, 2006 а). Дайки щелочных пикритов, шонкинитов и минетт имеют мощность до 20 м и прослеживаются до 1.5 км. Между щелочными пикритами, шонкинитами и минеттами в пределах единого некка наблюдаются как секущие, так и постепенные контакты. Все эти породы в разной степени насыщены обломками вмещающих метасоматитов и пегматитовых ортоклазитов. Цемент щелочно-пикритовых брекчий некка изменчив по составу и структуре – трахибазальтовый, пикритовый, мончикитовый. Иногда он карбонатизирован до образования карбонатитоподобных пород. На глубине 140-150 м в керне скважин были установлены маломощные (до 5 см) калишпат-карбонатные жилы с повышенными содержаниями Y, Yb, P, Nb, La, Ce (Кочетков и др., 1989).

Возраст шонкинитов Рябинового массива, определенный Rb-Sr методом по породе, пироксену и биотиту –  $138 \pm 0.3$  млн. лет (Кононова и др.,

1995). Возраст минетт Рябинового массива, определенный Ar-Ar методом по флогопиту –  $126 \pm 1.4$  и  $128 \pm 1.3$  млн. лет (Borisenko et al., 2011).

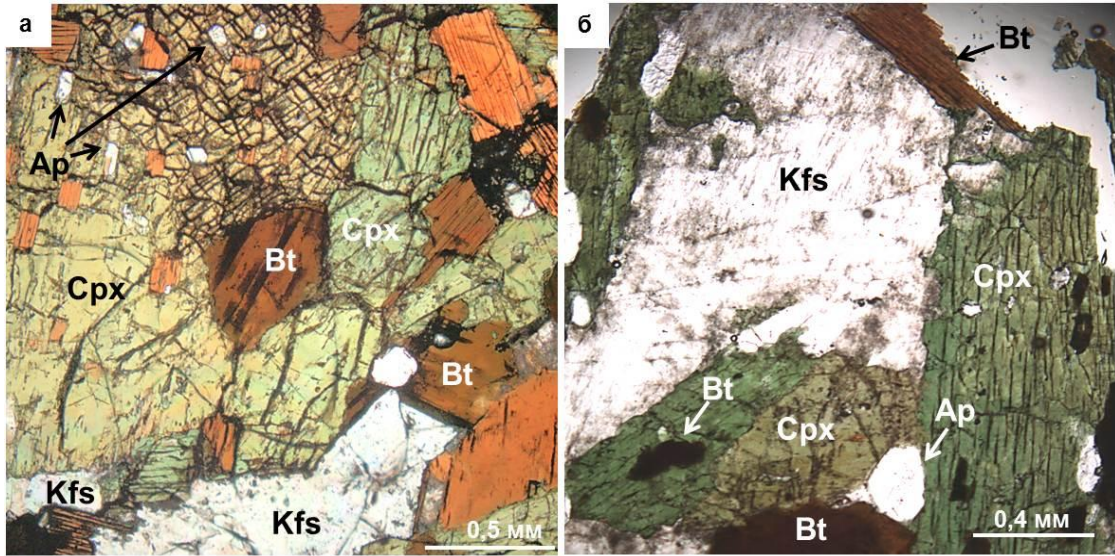
#### **4.2. Петрография и химический состав биотитовых шонкинитов и минетт**

**Биотитовые шонкиниты** имеют темный серо-зеленый цвет, гипидиоморфнозернистую структуру. Породы в основном представлены идиоморфными зернами клинопироксена, между которыми расположены лейсты биотита и неправильной формы зерна калиевого полевого шпата (рис. 19 а). Биотитовые шонкиниты содержат до 56-51 об. % клинопироксена, 25-30 об. % железо-магнезиальной слюды, 10-12 об. % калиевого полевого шпата, 4-3 об. % апатита, 2 об. % магнетита, около 3-2 об. % сфена + рутила.

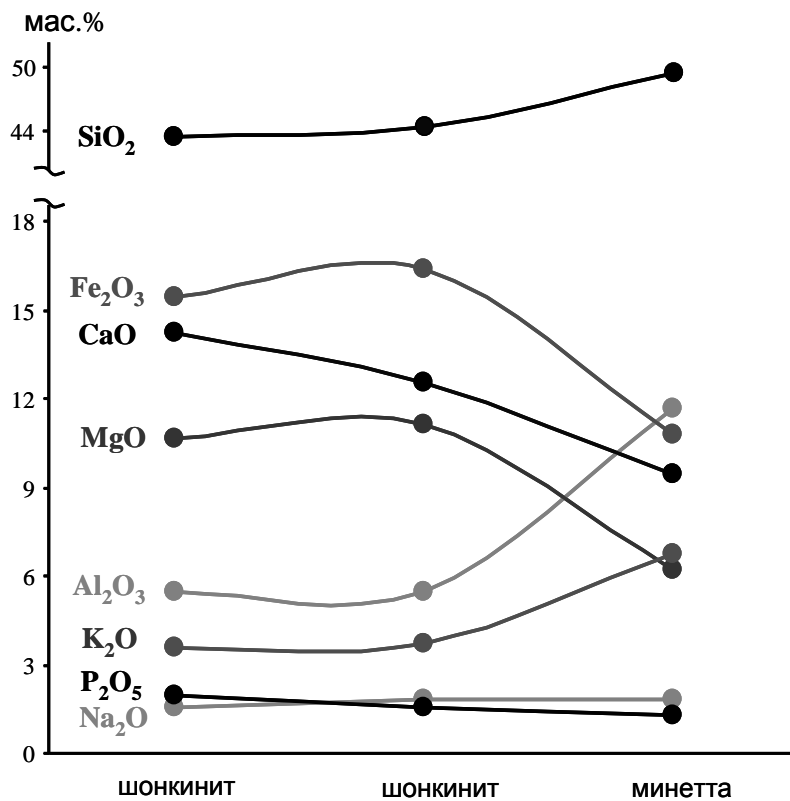
Зерна **клинопироксена** представлены однородными и зональными вытянутыми призмами, реже они имеют сечения неправильной формы размером от 0.2 мм до 3 мм. Однородные зерна имеют желтовато-зеленую и зеленую окраску. Цвет зональных зерен варьирует от насыщенно зеленого по краям до светло-зеленого в центре. Зерна обычно разбиты трещинами, а также содержат хадаккристаллы (кристаллиты) железо-магнезиальной слюды, апатита, полевого шпата, магнетита, рутила, сфена, альбита.

**Железо-магнезиальная слюда**, представленная преимущественно биотитом, отмечается в виде лейст прямоугольной, реже неправильной формы, размером от 0.05 мм до 2.5 мм. Цвет варьирует от светло-коричневого до бурого. Лейсты биотита иногда включают в себя мелкие неправильной формы зерна клинопироксена, а также округлой и неправильной формы зерна апатита и мелкие зерна магнетита, рутила, сфена.

**Калиевый полевой шпат** в шлифе представлен бесцветными зернами неправильной формы размером от 0.1 мм до 1 мм. Некоторые зерна калиевых полевых шпатов замещаются буроватым агрегатом.



**Рис. 19.** Породы Рябинового массива: а) биотитовый шонкинит; б) минетта. Bt – биотит, Kfs – калиевый полево шпат, Cpx – клинопироксен, Ap – апатит. Изображения в проходящем свете.



**Рис. 20.** Соотношения содержаний породообразующих окислов в биотитовых шонкинитах и минеттах Рябинового массива.

**Апатит** встречается в виде бесцветных зерен прямоугольной, гексагональной (в поперечном сечении) и неправильной форм. Размер зерен варьирует от 0.05 мм до 0.7 мм.

**Магнетит** представлен зернами неправильной формы, размером до 0.5 мм.

**Рутил** обнаружен, как в виде мелких отдельных зерен неправильной, реже призматической формы, так и в виде их скоплений. Иногда мелкие зерна рутила группируются вокруг других минералов. Некоторые зерна рутила непрозрачны, другие имеют красно-буроватый и буро-желтые цвета.

**Сфен** представлен мелкими бесцветными, реже желтоватыми зернами неправильной формы размером до 0.06 мм.

Внешне **минетты** похожи на биотитовые шонкиниты. Они имеют темный серо-зеленый цвет, гипидиоморфнозернистую структуру, но отличаются несколько большим количеством и размером неправильных зерен калиевого полевого шпата и меньшим количеством лейст биотита, расположенных между идиоморфными зернами клинопироксена (рис. 19 б). Минетты содержат (об. %) до 40 калиевого полевого шпата, 35-37 клинопироксена, 15-16 биотита, а также около 3 апатита, 3 магнетита, 1 рутила.

**Клинопироксены** по форме, окраске и содержанию хадаккристаллов (кристаллитов) аналогичны клинопироксенам в биотитовых шонкинитах, но имеют более мелкие размеры - от 0.1 мм до 2.5 мм.

**Биотит** обнаружен в виде неправильных лейст, реже пластинок прямоугольной формы. Лейсты и пластинки имеют более мелкие размеры (0.05-0.7 мм), чем в шонкинитах. Цвет зерен варьирует от коричневого до темно-бурого. Зерна биотита как и в биотитовых шонкинитах иногда включают в себя мелкие хадаккристаллы клинопироксена, округлой и неправильной формы зерна апатита, магнетита, рутила.

**Калиевый полевой шпат** бесцветный, часто замещен агрегатом буроватого оттенка, представлен зернами в виде таблиц, реже имеет неправильную форму. В отличии от биотитовых шонкинитов калиевый полевой шпат здесь образует более крупные зерна (до 3 мм) и содержит хадакристаллы апатита, биотита, клинопироксена, магнетита, рутила.

Зерна **апатита, магнетита, рутила** в минеттах по форме, окраске, размерам не отличаются от таковых в биотитовых шонкинитах.

Валовый химический состав (табл. 11) биотитовых шонкинитов отличается от такового минетт более высокими содержаниями MgO (10.6 и 11.1 против 6.12 мас. %), CaO (14.2 и 12.6 против 9.5 мас. %) и более низкими количествами SiO<sub>2</sub> (43.4 и 44.4 против 49.4 мас. %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (5.5 против 11.7 мас. %) и щелочей (5.1 и 5.5 против 8.6 мас. %). Сходство и различия рассматриваемых пород показаны на вариационной диаграмме, отражающей в них соотношения породообразующих оксидов (рис. 20). Особо отметим, что одной из петрохимических особенностей шонкинитов и минетт Рябинового массива является постоянное присутствие CO<sub>2</sub> (Кочетков и др., 1989). При пересчете валового состава на нормативный состав в рассматриваемых породах отмечается кальцит: в биотитовых шонкинитах от 1 до 2.7-3 мас. %, а в минеттах - до 1 мас. % (Рокосова, Панина, 2013).



Таблица 11.

Химический (мас. %) и модальный (об. %) состав исследуемых пород Рябинового массива.

Порода	Биотитовый шонкинит		Минетта
	1	2	3
№			
SiO <sub>2</sub>	43.44	44.36	49.41
TiO <sub>2</sub>	1.92	1.48	1.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.48	5.49	11.67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.46	16.35	10.81
MnO	0.2	0.2	0.18
MgO	10.64	11.15	6.18
CaO	14.24	12.57	9.47
Na <sub>2</sub> O	1.57	1.8	1.84
K <sub>2</sub> O	3.56	3.74	6.74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.98	1.56	1.31
п.п.п.	1.47	1.24	1.09
сумма	99.95	99.94	99.98
Модальный состав			
Срх	56	51	37
Mica	25	30	16
Kfs	10	12	40
Mgt	2	2	3
Ap	4	3	3
Rt	2	2	1
Sf	1	-	-

**Примечание.** Срх – клинопироксен, Mica – Fe-Mg слюда, Kfs – калиевый полевой шпат, Mgt – магнетит, Ap – апатит, Rt – рутил, Sf – сфен.

Определение химического состава петрогенных компонентов выполнено с помощью рентгенофлуоресцентного анализа. Аналитик Л.Д. Холодова.

### 4.3. Химический состав минералов биотитовых шонкинитов и минетт

**Клинопироксены** в биотитовых шонкинитах и минеттах по химическому составу являются достаточно близкими. Согласно международной классификации Morimoto (1989), они представлены эгирин-авгитом и диопсидом (рис. 21). Железистость диопсида отвечает 0.22 - 0.42, а в эгирин-авгите поднимается до 0.39-0.48. Наиболее железистыми являются хадакристаллы эгирин-авгита в лейстах биотита. Их железистость составляет 0.54 – 0.6 (табл. 12, ан. 23, 24, 31). С возрастанием железистости в минерале увеличивается количество Na. В зональных зернах клинопироксена ядра представлены диопсидом (табл. 12, ан. 1а и 5а), а края наиболее железистым диопсидом или чаще эгирин-авгитом (табл. 12, ан. 1б и 2б). В породах среди однородных клинопироксенов наиболее распространен эгирин-авгит (Рокосова, Панина, 2013).

Состав **железо-магнезиальной слюды** в основном отвечает составу биотита (табл. 13). Лишь в одном случае в биотитовых шонкинитах отмечено зерно с магнезиальностью 0.68, которое согласно У.А. Диру с соавторами (1966) следует отнести к флогопиту (табл. 13, ан. 8). Зерна биотита из минетт имеют магнезиальность 0.54-0.64, а в шонкинитах - 0.55-0.66. Состав хадакристаллов слюды в клинопироксенах из шонкинитов соответствуют составу флогопита и биотита, а в минеттах - только составу биотита. Хадакристаллы флогопита содержат Ti (0.01 – 0.06 ф.е.) и Al<sup>IV</sup> (0.83 – 1.16 ф. е.) (табл. 13, ан. 14, 21-24), а в биотите их концентрации незначительно возрастают: Ti до 0.04 – 0.14 ф.е. и Al<sup>IV</sup> до 0.85 – 1.17 ф. е. Магнезиальность хадакристаллов биотита варьирует от 0.65 до 0.57, а у хадакристаллов флогопита - от 0.70 до 0.85.

Состав **зерен полевых шпатов** из исследуемых пород соответствует

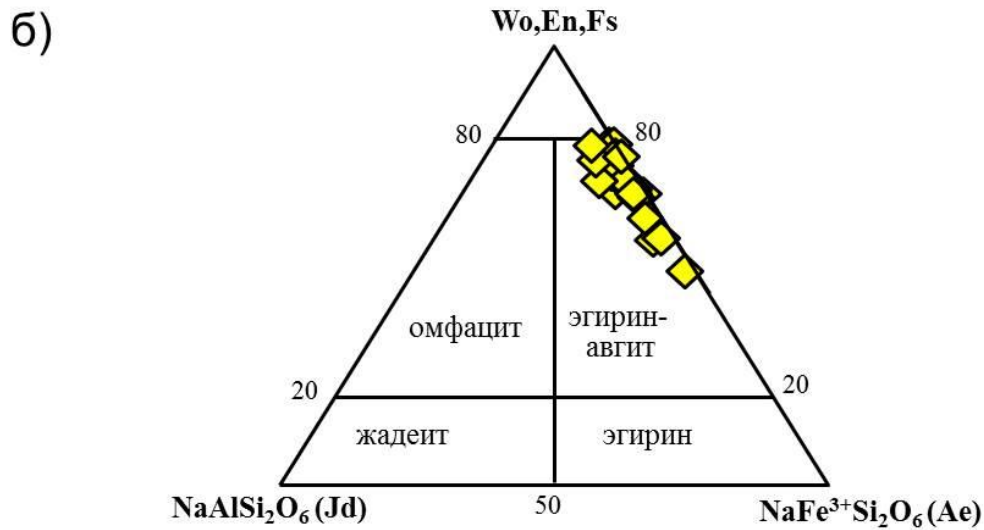
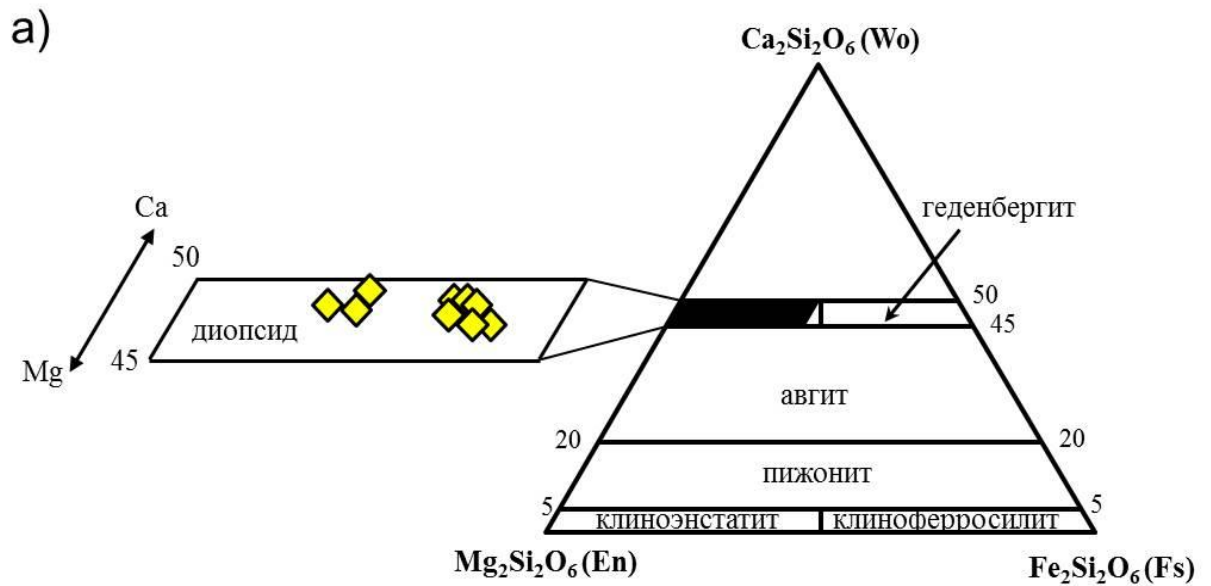


Рис. 21. Составы клинопироксенов (приведенные в формульных единицах) из биотитовых шонкинитов и минетт Рябинового массива на а) треугольной диаграмме Wo-En-Fs (Morimoto, 1989), б) на треугольной диаграмме Wo, En, Fs - Jd - Ae (Morimoto, 1989).

Таблица 12.

Химический состав клинопироксенов из биотитовых шонкинитов и минетт Рябинового массива в мас. % и в формульных единицах, рассчитанный на 6 атомов кислорода

Компонент	1a	1б	2	2б	3	4	5a	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	53.18	51.43	54.39	53.21	53.76	53.36	52.59	52.99	52.86	51.92	54.13	51.74	53.85	54.28	53.26	52.76	53.15	53.28
TiO <sub>2</sub>	0.49	0.13	0.78	0.33	0.50	0.72	0.58	0.39	0.32	0.37	0.21	0.34	0.03	0.22	0.36	0.38	0.45	0.48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.98	0.86	1.29	0.75	0.83	0.82	0.85	0.89	0.82	1.72	0.83	1.26	0.64	0.86	0.83	0.84	0.92	0.93
FeO	8.41	12.41	7.39	12.46	7.89	11.48	12.27	12.55	13.30	13.84	13.42	14.55	12.68	12.43	13.21	13.54	13.99	14.25
MnO	0.24	0.31	0.23	0.28	0.31	0.29	0.33	0.31	0.26	0.26	0.32	0.31	0.30	0.32	0.31	0.26	0.27	0.30
MgO	13.31	11.44	14.30	11.04	13.32	11.25	11.12	10.90	10.48	11.21	9.94	9.25	10.53	9.96	10.01	9.59	9.45	9.86
CaO	22.16	19.51	21.40	20.15	21.05	20.88	21.15	20.88	19.55	17.23	18.26	18.71	17.67	16.57	17.90	17.23	16.75	16.52
Na <sub>2</sub> O	1.94	3.55	1.68	2.68	1.84	1.95	2.05	2.15	2.62	2.85	3.50	3.13	4.19	4.72	3.76	3.89	4.51	4.65
Сумма	100.7	99.63	101.5	100.9	99.66	100.8	101	101.1	100.2	99.41	100.6	99.29	99.95	99.4	99.71	98.56	99.53	100.4
Si	1.95	1.90	1.97	1.97	1.99	1.98	1.95	1.96	1.98	1.95	2.01	1.96	1.99	2.01	1.99	1.99	1.98	1.97
Al <sup>IV</sup>	0.05	0.10	0.03	0.03	0.01	0.02	0.05	0.04	0.02	0.05	0.00	0.04	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.03
Al <sup>VI</sup>	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.05	0.02	0.03	0.02	0.01
Ti	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.04	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe	0.26	0.40	0.23	0.39	0.25	0.36	0.38	0.38	0.42	0.44	0.41	0.46	0.39	0.38	0.41	0.43	0.44	0.44
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.73	0.63	0.77	0.61	0.74	0.62	0.62	0.60	0.58	0.63	0.55	0.52	0.58	0.55	0.56	0.54	0.53	0.54
Ca	0.87	0.77	0.83	0.80	0.84	0.83	0.84	0.83	0.78	0.69	0.73	0.76	0.70	0.66	0.72	0.70	0.67	0.65
Na	0.14	0.25	0.12	0.19	0.13	0.14	0.15	0.15	0.19	0.21	0.25	0.23	0.30	0.34	0.27	0.28	0.33	0.33
Fe#	0.26	0.39	0.22	0.39	0.25	0.36	0.38	0.39	0.42	0.41	0.43	0.47	0.40	0.41	0.43	0.44	0.45	0.45

Продолжение таблицы 12.

Компонент	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
SiO <sub>2</sub>	52.88	52.92	54.02	53.98	54.45	53.33	52.31	52.76	52.37	53.17	53.58	52.71	53.01	52.83	52.01	52.41	54.33
TiO <sub>2</sub>	0.25	0.38	0.08	0.13	0.07	0.20	0.35	0.21	0.43	0.38	0.07	0.11	0.48	0.20	0.32	0.12	0.17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.78	0.83	0.64	0.55	0.54	0.62	0.79	0.63	0.89	0.77	1.22	0.87	1.12	0.74	1.40	0.73	0.89
FeO	14.50	13.20	13.96	13.76	14.88	14.70	16.38	18.42	12.07	11.27	12.57	13.12	13.66	14.37	18.41	12.91	13.01
MnO	0.28	0.26	0.31	0.28	0.27	0.32	0.31	0.27	0.31	0.32	0.31	0.35	0.27	0.28	0.20	0.34	0.32
MgO	9.28	10.12	9.91	9.10	8.97	8.95	7.86	6.91	10.70	11.34	10.04	10.42	9.51	9.18	7.63	10.65	9.17
CaO	16.86	17.21	16.18	16.40	14.07	15.37	14.43	11.97	19.70	20.52	18.20	18.93	18.47	16.72	11.81	18.94	19.15
Na <sub>2</sub> O	4.40	4.10	4.82	4.36	6.18	5.30	5.74	7.54	2.60	2.02	3.58	3.29	3.19	4.47	6.72	3.36	2.64
Сумма	99.31	99.08	99.98	98.62	99.48	98.85	98.29	98.82	99.14	99.84	99.63	99.91	99.72	98.86	99.27	99.56	99.78
Si	1.98	1.98	2.00	2.04	2.01	2.00	1.98	1.97	1.97	1.99	2.00	1.97	1.99	1.99	1.95	1.96	2.05
Al <sup>IV</sup>	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.03	0.01	0.00	0.03	0.01	0.01	0.05	0.04	0.00
Al <sup>VI</sup>	0.02	0.02	0.02	0.06	0.04	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02	0.05	0.00	0.04	0.02	0.01	0.00	0.09
Ti	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Fe	0.46	0.41	0.43	0.44	0.46	0.46	0.52	0.57	0.38	0.35	0.39	0.41	0.43	0.45	0.57	0.40	0.41
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.52	0.56	0.55	0.51	0.49	0.50	0.44	0.38	0.60	0.63	0.56	0.58	0.53	0.51	0.43	0.59	0.52
Ca	0.68	0.69	0.64	0.66	0.56	0.62	0.58	0.48	0.80	0.82	0.73	0.76	0.74	0.67	0.48	0.76	0.77
Na	0.32	0.30	0.35	0.32	0.44	0.38	0.42	0.55	0.19	0.15	0.26	0.24	0.23	0.33	0.49	0.24	0.19
Fe#	0.47	0.42	0.44	0.46	0.48	0.48	0.54	0.60	0.39	0.36	0.41	0.41	0.45	0.47	0.58	0.40	0.44

**Примечание.** Клинопироксены: 1-22, 25-30 - породообразующий минерал (а - центр, б - кайма зерна), 23, 24, 31 - хадакристаллы клинопироксена в биотите, 32, 33 - дочерние фазы из включений в клинопироксене; 1а, 2а, 2б, 3-7, 25-26, 33 - диопсид, 1б, 8-24, 27-32- эгирин-авгит. Клинопироксены из биотитовых шонкинитов (1-24, 32-33) и минетт (25-31). Анализы выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro. Аналитик Л.Н. Поспелова.

Таблица 13.

Химические составы биотита и флогопита из биотитовых шонкинитов и минетт Рябинового массива в мас. % и в формульных единицах, рассчитанные на 8 катионов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	37.74	38.11	39.39	38.81	38.42	37.82	37.74	40.46	36.35	36.38	37.52	36.29	41.14	38.28	42.43
TiO <sub>2</sub>	2.81	2.37	1.46	1.48	2.14	2.10	2.15	1.24	2.35	2.64	2.30	2.16	0.44	1.16	0.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.34	12.50	11.11	10.70	11.04	11.26	11.43	11.44	11.86	11.78	12.12	11.83	10.07	11.21	10.91
FeO	20.39	19.61	15.40	15.93	15.67	16.23	17.20	14.31	19.03	19.31	20.27	20.07	15.99	14.98	15.88
MnO	0.39	0.40	0.43	0.38	0.40	0.42	0.41	0.38	0.38	0.32	0.32	0.37	0.29	0.30	0.29
MgO	13.91	14.51	16.94	16.96	16.60	16.62	15.67	17.25	13.97	13.56	13.40	14.00	15.66	20.03	16.27
CaO	0.02	0.02	0.04	0.01	0.02	0.03	0.00	0.14	0.02	0.01	0.01	0.02	4.31	0.23	1.85
Na <sub>2</sub> O	0.17	0.17	0.15	0.14	0.15	0.16	0.16	0.12	0.14	0.15	0.15	0.17	0.68	0.13	0.88
K <sub>2</sub> O	9.27	9.18	9.73	9.40	9.56	9.61	9.41	9.56	9.34	9.28	9.48	9.38	7.66	9.78	8.30
Сумма	97.24	97.19	94.65	93.81	94.01	94.25	94.18	94.89	93.44	93.43	95.58	94.28	96.74	96.13	97.94
Si	2.88	2.90	3.01	2.99	2.96	2.91	2.92	3.07	2.87	2.88	2.91	2.84	3.10	2.84	3.15
Ti	0.16	0.14	0.08	0.09	0.12	0.12	0.13	0.07	0.14	0.16	0.13	0.13	0.02	0.06	0.04
Al <sup>VI</sup>	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.10
Al <sup>IV</sup>	1.12	1.10	0.99	1.01	1.04	1.09	1.08	0.93	1.13	1.12	1.09	1.16	0.90	1.16	0.85
Fe	1.30	1.25	0.98	1.03	1.01	1.04	1.11	0.91	1.26	1.28	1.32	1.31	1.01	0.93	0.98
Mn	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	1.58	1.65	1.93	1.95	1.91	1.91	1.81	1.95	1.64	1.60	1.55	1.63	1.76	2.21	1.80
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.35	0.02	0.15
Na	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.10	0.02	0.13
K	0.90	0.89	0.95	0.92	0.94	0.94	0.93	0.93	0.94	0.94	0.94	0.94	0.74	0.92	0.79
Mg#	0.55	0.57	0.66	0.65	0.65	0.65	0.62	0.68	0.57	0.56	0.54	0.55	0.64	0.70	0.65

Продолжение таблицы 13.

Компонент	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO <sub>2</sub>	39.21	38.29	37.58	36.99	37.69	43.02	42.48	41.94	39.39	38.51	38.32	35.64	38.09	41.01
TiO <sub>2</sub>	1.05	1.77	2.40	2.03	2.25	0.25	0.65	0.34	0.80	1.28	0.71	1.15	1.14	0.75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.55	12.97	12.32	12.59	12.48	10.85	10.12	12.24	11.48	12.11	12.16	11.78	11.84	11.69
FeO	15.63	17.04	17.71	19.22	20.03	7.29	9.73	11.74	13.62	17.02	17.60	15.65	15.18	14.45
MnO	0.35	0.30	0.32	0.34	0.41	0.27	0.22	0.27	0.40	0.45	0.31	0.31	0.32	0.26
MgO	16.50	15.96	15.41	15.53	14.67	23.59	21.34	20.14	18.92	15.90	15.75	17.12	15.29	18.18
CaO	1.41	0.25	0.21	0.12	0.01	0.10	0.12	0.19	0.14	0.12	0.12	0.55	0.58	1.58
Na <sub>2</sub> O	0.10	0.15	0.02	0.12	0.17	0.05	0.06	0.10	0.13	0.16	0.07	0.12	0.22	0.17
K <sub>2</sub> O	9.16	9.54	9.49	9.03	9.16	10.21	9.41	10.09	9.59	9.46	9.67	9.16	9.29	9.00
Сумма	95.32	96.53	95.65	96.00	96.97	95.64	94.13	97.05	94.48	95.00	94.70	91.80	92.00	99.19*
Si	2.99	2.89	2.88	2.83	2.87	3.11	3.17	3.05	2.97	2.95	2.94	2.80	3.00	3.03
Ti	0.06	0.10	0.14	0.12	0.13	0.01	0.04	0.02	0.05	0.07	0.04	0.07	0.07	0.04
Al <sup>VI</sup>	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.03	0.06	0.10	0.00	0.04	0.04	0.00	0.10	0.05
Al <sup>IV</sup>	1.01	1.11	1.12	1.17	1.13	0.89	0.83	0.95	1.03	1.05	1.06	1.20	1.00	0.97
Fe	1.00	1.08	1.14	1.23	1.28	0.44	0.61	0.71	0.86	1.09	1.13	1.03	1.00	0.89
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	1.87	1.80	1.76	1.77	1.66	2.54	2.37	2.18	2.13	1.81	1.80	2.01	1.80	2.00
Ca	0.12	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05	0.05	0.13
Na	0.01	0.02	0.00	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02
K	0.89	0.92	0.93	0.88	0.89	0.94	0.90	0.94	0.92	0.92	0.95	0.92	0.93	0.85
Mg#	0.65	0.63	0.61	0.59	0.57	0.85	0.80	0.75	0.71	0.62	0.61	0.66	0.64	0.69

**Примечание.** Минерал: 1-7, 9-13, 15-20, 25-28 - биотит; 8, 14, 21-24, 29 - флогопит. Форма выделения: 1-13 - зерна; 14-26 – хадакристаллы в клинопироксене; 27-29 - дочерние фазы из включений в пироксене. Fe-Mg слюда из биотитовых шонкинитов (1-8, 14-25, 27-29) и минетт (9-13, 26). \* В сумме также учитывается 2.1 мас. % F. Все анализы выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro, кроме анализа 29, который выполнен на сканирующем электронном микроскопе LEO1430VP.

Таблица 14.

Состав калиевого полевого шпата и альбита из биотитовых шонкинитов и минетт Рябинового массива в мас. % и в формульных единицах, рассчитанный на 32 атома кислорода

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	65.79	65.20	65.67	63.59	64.46	65.78	64.98	63.47	66.48	65.21	62.89	65.78	64.34	69.04	69.73	69.68	69.91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.78	18.34	18.34	19.10	18.37	18.38	19.08	19.76	18.75	18.33	17.80	18.32	18.19	19.50	19.28	19.09	19.33
CaO	0.06	0.01	н.п.о.	0.13	н.п.о.	0.06	0.09	0.20	0.13	0.06	0.10	0.05	0.10	0.12	0.16	0.11	0.18
Na <sub>2</sub> O	0.94	1.11	1.18	0.55	0.53	0.16	0.30	2.33	0.53	0.58	0.63	0.36	0.31	11.33	11.52	12.00	11.30
K <sub>2</sub> O	14.65	14.75	14.97	15.28	15.29	16.53	15.94	14.37	15.60	15.11	14.97	15.99	16.09	1.45	0.06	0.06	0.05
Сумма	100.22	99.41	100.16	98.65	98.65	100.91	100.39	100.13	101.49	99.29	96.39	100.50	99.03	101.44	100.75	100.94	100.77
Si	11.98	12.01	12.03	11.85	12.01	12.02	11.88	11.67	12.01	12.04	11.93	12.04	11.98	11.96	12.05	12.05	12.07
Al	4.02	3.98	3.95	4.19	4.03	3.95	4.11	4.27	3.99	3.98	3.97	3.95	3.98	3.97	3.92	3.88	3.93
Ca	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02	0.04	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03
Na	0.33	0.40	0.42	0.20	0.19	0.06	0.11	0.83	0.19	0.21	0.23	0.13	0.11	3.80	3.85	4.02	3.78
K	3.41	3.47	3.50	3.63	3.64	3.86	3.72	3.37	3.60	3.56	3.63	3.74	3.82	0.32	0.01	0.01	0.01

**Примечание.** Минералы: 1-13 - ортоклаз, 14-17 – альбит. Форма выделения: 1-5 - зерна, 6-17 – хадакристаллы в клинопироксене. Полевые шпаты из биотитовых шонкинитов (1, 6-9, 17) и минетт (2-5, 10-16). Анализы выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro (Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск). Аналитик Л.Н. Поспелова. Н.п.о. – ниже пределов обнаружения.



составу ортоклаза (табл. 14, ан. 1-5). Среди хадаккристаллов полевых шпатов в клинопироксенах отмечается, как ортоклаз (табл. 14, ан. 6-13), так и альбит (табл. 14, ан. 14-17).

Состав **апатита** приведен в табл. 15. Исследования показали (табл. 15, ан. 1-6, 15), что в апатите ионы  $\text{Ca}^{+2}$  замещаются значительным количеством  $\text{SrO}$  (3.9 - 4.4 мас. %).

В **магнетите** исследуемых пород (табл. 16, ан. 1-4) низкие содержания железа, по-видимому, компенсируются присутствием большего количества  $\text{Ti}$  (Дир и др., 1966). Содержания  $\text{TiO}_2$  в магнетите минетт составляют 0.5-2.8 мас. %, но в шонкинитах опускаются до 0.7 мас. %. Кроме того, в магнетите иногда отмечается незначительное количество  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{MnO}$ .

В **рутиле** биотитовых шонкинитов и минетт содержание  $\text{TiO}_2$  варьирует от 98 до 100 мас. % (табл. 16, ан. 5-12). Низкие суммы некоторых исследуемых образцов, вероятно, можно связывать с возможным присутствием в рутиле  $\text{Nb}$  (Дир, 1966). Это предположение подтверждается результатами исследования А.Я. Кочеткова и др. (1998), которые в золотосодержащих рудах Рябинового массива отметили ниобийсодержащий рутил (до 6 %  $\text{Nb}_2\text{O}_5$ ). Содержание  $\text{FeO}$  в исследуемых образцах рутила колеблется от 0.3 до 1 мас. %.

**Сфен** из биотитовых шонкинитов, кроме основных компонентов, содержит также до 0.48 мас. %  $\text{SrO}$  и 1.8-3.5 мас. %  $\text{FeO}$  (табл. 16, ан. 13-18). В сфене ионы  $\text{Sr}^{+2}$ , вероятно, частично замещают ионы  $\text{Ca}^{+2}$ , а  $\text{Fe}^{+3}$  входит в позиции  $\text{Ti}$  (Дир и др., 1965).

Таблица 15.

Химический состав апатита из биотитовых шонкинитов и минетт Рябинового массива в мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	15	14	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	0.29	0.10	0.04	0.14	0.16	0.08	0.09	0.20	0.06	0.30	0.17	0.05	0.32	0.06	0.06	0.09	0.12	0.82	0.37	0.14
FeO	0.27	0.26	0.04	0.09	0.16	0.10	0.06	0.06	0.05	0.04	0.15	0.09	0.07	0.08	0.28	0.37	0.49	0.67	0.55	0.19
MnO	н.п.о.	0.03	н.п.о.	н.п.о.	0.02	0.03	0.05	0.03	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.04	0.05	н.п.о.	0.03	0.03	0.03	н.п.о.	0.03	0.03
Na <sub>2</sub> O	0.18	0.12	0.18	0.12	0.15	0.17	0.23	0.15	0.18	0.15	0.14	0.14	0.13	0.15	0.27	0.23	0.24	0.14	0.10	0.11
CaO	52.51	51.79	50.15	51.99	51.66	50.16	50.95	50.44	50.67	51.09	51.84	52.10	50.33	51.83	51.05	50.50	50.66	50.24	51.24	51.46
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	41.43	41.59	41.72	41.67	41.10	41.67	42.10	41.42	41.80	41.72	41.42	41.55	41.35	42.50	41.47	42.00	41.70	41.58	41.48	41.30
SrO	4.16	4.37	4.18	3.94	4.14	-	-	-	-	-	-	-	-	4.23	-	-	-	-	-	-
SO <sub>3</sub>	0.05	н.п.о.	0.02	0.03	н.п.о.	-	-	-	-	-	-	-	-	0.02	-	-	-	-	-	-
Сумма	98.90	98.26	96.31	97.99	97.39	92.21	93.48	92.30	92.76	93.30	93.72	93.97	92.24	98.87	93.16	93.22	93.24	93.45	93.78	93.24

**Примечание.** Форма выделения: 1-13 - зерна; 14-20 – хадакристаллы в клинопироксене. Апатит из биотитовых шонкинитов (1-8, 14-17) и минетт (9-13, 18-20). Анализы выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro. Аналитик Л.Н. Поспелова. Н.п.о. – ниже пределов обнаружения.

Таблица 16.

Химический состав магнетита (1-4), рутила (5-12), сфена (13-18) из биотитовых шонкинитов и минетт Рябинового массива в мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	0.16	0.40	н.п.о.	0.02	0.23	0.08	0.04	н.п.о.	0.49	н.п.о.	0.04	0.16	30.20	30.20	30.82	29.09	30.63	30.43
TiO <sub>2</sub>	0.70	0.07	0.53	2.84	97.16	98.65	99.51	99.32	99.78	99.89	98.69	97.03	38.17	38.27	38.39	39.73	38.66	37.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.06	0.02	н.п.о.	н.п.о.	0.03	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.12	0.05	0.45	0.43	0.68	0.58	0.78	0.70
FeO	89.27	91.97	86.10	83.62	0.78	1.02	0.43	0.39	0.61	0.27	0.40	0.59	2.44	2.43	1.69	2.03	1.81	3.53
MgO	0.05	0.26	0.08	0.07	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.02	0.03	0.03	0.03	0.05	0.03	0.07
CaO	0.32	0.48	0.24	0.03	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.76	27.02	26.97	27.21	26.52	27.29	26.60
Na <sub>2</sub> O	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.14	0.14	0.05	0.15	0.15	0.12
SrO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.12	0.10	н.п.о.	0.44	0.23	0.48
Сумма	90.72*	93.64**	86.97	86.58	98.18	99.77	99.98	99.71	100.87	100.16	99.25	98.61	98.58	98.57	98.87	98.59	99.58	99.03

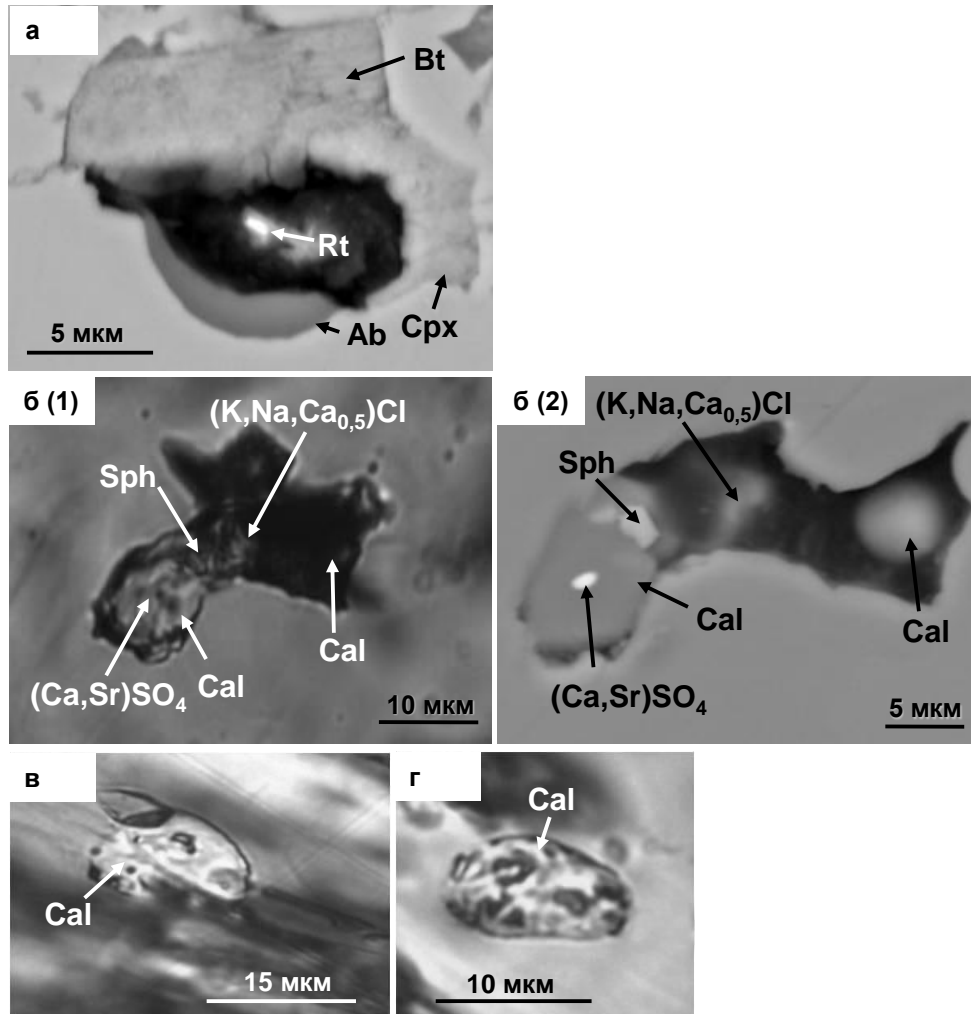
**Примечание.** Минералы из биотитовых шонкинитов (1, 2, 5-10,12-18) и минетт (3, 4, 11). Форма выделения: 1-11, 13-18 – хадакристаллы в клинопироксене; 12 - дочерняя фаза из включения в клинопироксене. В сумме также учитывается (мас. %): \*0.2 MnO, \*\*0.4 MnO. Анализы выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro. Аналитик Л.Н. Поспелова. Н.п.о. – ниже пределов обнаружения.

## 4.4. Включения минералообразующих сред в клинопироксенах биотитовых шонкинитов

### 4.4.1. Описание расплавных и флюидных включений

**Расплавные включения** обнаружены, как в однородных, так и зональных клинопироксенах биотитовых шонкинитов. Они малочисленны, встречаются по одиночке или 2-3 включения в поле зрения микроскопа, и отнесены к первичным. Включения раскристаллизованы, размером до 40 мкм, имеют неправильную форму. Согласно химическому составу среди них выделены 3 типа: силикатные, карбонатно-солевые и карбонатные включения (Базарова и др., 1975), которые иногда встречаются совместно друг с другом. В раскристаллизованных *силикатных* включениях дочерние фазы представлены клинопироксеном, имеющим неправильную форму (табл. 12, ан. 32, 33), лейстами биотита или флогопита (табл. 13, ан. 27-29), альбитом (мас. %: 63 SiO<sub>2</sub>, 22 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 13.1 Na<sub>2</sub>O) и рутилом (табл. 16, ан. 12) (рис. 22 а). Состав дочернего клинопироксена в силикатных включениях отличается от состава клинопироксена-хозяина большей железистостью. *Карбонатно-солевые* включения состоят из зерен кальцита (содержат до 1.9 мас. % SrO), щелочных хлоридов (мас. %: 3.2 CaO, 24.9 Na<sub>2</sub>O, 11.5 K<sub>2</sub>O, 58 Cl), Sr,Ca-сульфатов (мас. %: 29.3 SrO, 48.2 CaO, 31.4 SO<sub>3</sub>), сфена (рис. 22 б), газового пузырька, и окружающей его жидкой фазы (до 7-10 об. %). *Карбонатные* включения представлены зернами кальцита и газовой фазой (рис. 22 в, г).

**Флюидные включения** приурочены либо к трещинам, либо располагаются бессистемно по всему зерну клинопироксена. Включения являются трехфазовыми газовой-жидкими с 1-3 и более бесцветными кристаллическими фазами разной формы: неправильной, квадратной, призматической. Форма включений округлая, неправильная, иногда



**Рис. 22. Включения в клинопироксенах биотитовых шонкинитов Рябинового массива:** а - силикатное включение в отраженных электронах; б - карбонатно-солевое включение: 1 - в проходящем свете, 2 - в отраженных электронах; в, г - карбонатные включения в проходящем свете. Ab - альбит; Cal - кальцит; Срх - клинопироксен; Bt - биотит; Rt - рутил; Sph - сфен.

вытянутая вдоль трещин. Размер включений варьирует от очень мелких до 20-30 мкм. Включения отнесены к вторичным. Температура их гомогенизации составляет 110-370 °С, при дальнейшем нагреве выше температур гомогенизации включения взрывались.

#### **4.4.2. Термометрическое исследование включений и определение состава законсервированных в них расплавов**

Полностью прогреть и гомогенизировать удалось лишь одиночные раскристаллизованные *силикатные расплавные включения*, рядом с которыми отсутствовали трещины. Режим прогрева был следующим: включение нагревали до 750-780 °С, затем при повышении температуры на 50 °С делали пятиминутную выдержку. При 750-780 °С наблюдалось потемнение включений и их контуры становились более четкими. Далее при 900-1000 °С часть кристаллических фаз расплавлялась, появлялся газовый пузырек, включение резко просветлялось. При 1000-1010 °С происходило расплавление оставшихся дочерних фаз, а при 1120-1190 °С - гомогенизация газового пузырька в расплаве.

Предпринимались попытки прогреть карбонатно-солевые и карбонатные включения, но полностью их гомогенизировать не удалось. При 230-300 °С начиналось растворение солевых фаз. При дальнейшем повышении температуры жидкая фаза увеличивалась в размерах и приобретала округлые очертания. Около 350 °С начинал уменьшаться газовый пузырь и при 420-510 °С происходила гомогенизация последнего в жидкость. При 600-700 °С продолжалось интенсивное плавление солевых фаз и включения взрывались.

Подобная декрипитация карбонатно-солевых включений в минералах наблюдается часто из-за высокого давления внутри включения при

повышенных температурах (Реддер, 1987; Дорошкевич и др., 2003; Дорошкевич, Рипп, 2004).

При химическом анализе выяснилось, что состав прогретых и закаленных *силикатных включений* в диопсиде биотитовых шонкинитов близок к составу тефрита (табл. 17, ан. 1). В более позднем эгирин-авгите – в законсервированных во включениях расплавах закономерно увеличиваются количества  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , сумма щелочей и уменьшаются  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$  (табл. 17, ан. 2, 3), т. е. состав эволюционирует в сторону мелафонолитов-щелочных трахитов. Это преобразование отчетливо демонстрирует вариационная диаграмма, построенная на основе кремнезема для биотитовых шонкинитов и силикатных включений в клинопироксенах (рис. 23) (Рокосова, Панина, 2013).

#### 4.4.3. Хроматографическое исследование

С помощью хроматографического анализа было определено валовое содержание летучих компонентов в первичных включениях, присутствующих в зернах клинопироксенов минетт и биотитовых шонкинитов (табл. 18). С этой целью сорбированные флюиды и летучие компоненты из вторичных низкотемпературных газовой-жидких включений после прогрева клинопироксена до  $400\text{ }^\circ\text{C}$  были удалены из реактора при его продувке гелием. В результате было установлено, что среди флюидов в первичных включениях преобладают  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ , но содержание и поведение их в породах было различным. При ступенчатом нагреве от  $600$  до  $1000\text{ }^\circ\text{C}$  количество  $\text{CO}_2$  в минеттах возрастало от  $70$  до  $390\text{ мг/кг}$ , а в шонкинитах от  $230$  до  $800\text{ мг/кг}$   $\text{CO}_2$  (табл. 18). При этом пик возрастания  $\text{CO}_2$  ( $3400\text{ мг/кг}$ ) в биотитовых шонкинитах приходился на  $800\text{ }^\circ\text{C}$  – т. е. на температуру разложения карбонатов. При ступенчатом нагреве от  $600$  до  $1000\text{ }^\circ\text{C}$  количество  $\text{H}_2\text{O}$  в минеттах также было меньше –  $450\text{-}690\text{ мг/кг}$ , а в шонкинитах несколько больше –  $80\text{-}1800\text{ мг/кг}$ . При этом в минеттах самое

**Таблица 17.**

Химический состав силикатных включений в клинопироксенах биотитовых шонкинитов из Рябинового массива, мас. %

№	T <sub>гом.</sub> , °C	Минерал-хозяин	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	SrO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
1	1180	Di	47.06	0.97	11.90	12.76	0.29	9.61	9.26	3.28	3.67	0.03	0.02	98.84
2	1150	Ае-Aug	52.01	0.20	11.06	8.69	0.21	6.31	10.96	5.69	2.61	0.09	0.04	97.82
3	1190	Ае-Aug	56.17	0.14	14.25	5.24	0.15	4.66	8.70	4.00	4.56	0.00	0.01	97.87
4*	-	Ае-Aug	58.6	0.05	16.08	0.82	0.06	1.16	7.63	9.91	0.9	0.39	н.п.о.	95.60

**Примечание.** Di – диопсид; Ае-Aug – эгирин-авгит. \* - негомогенизированное включение (прогрето до 980 °C). Анализы выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro. Аналитик Л.Н. Пospelова. Н.п.о. – ниже пределов обнаружения.



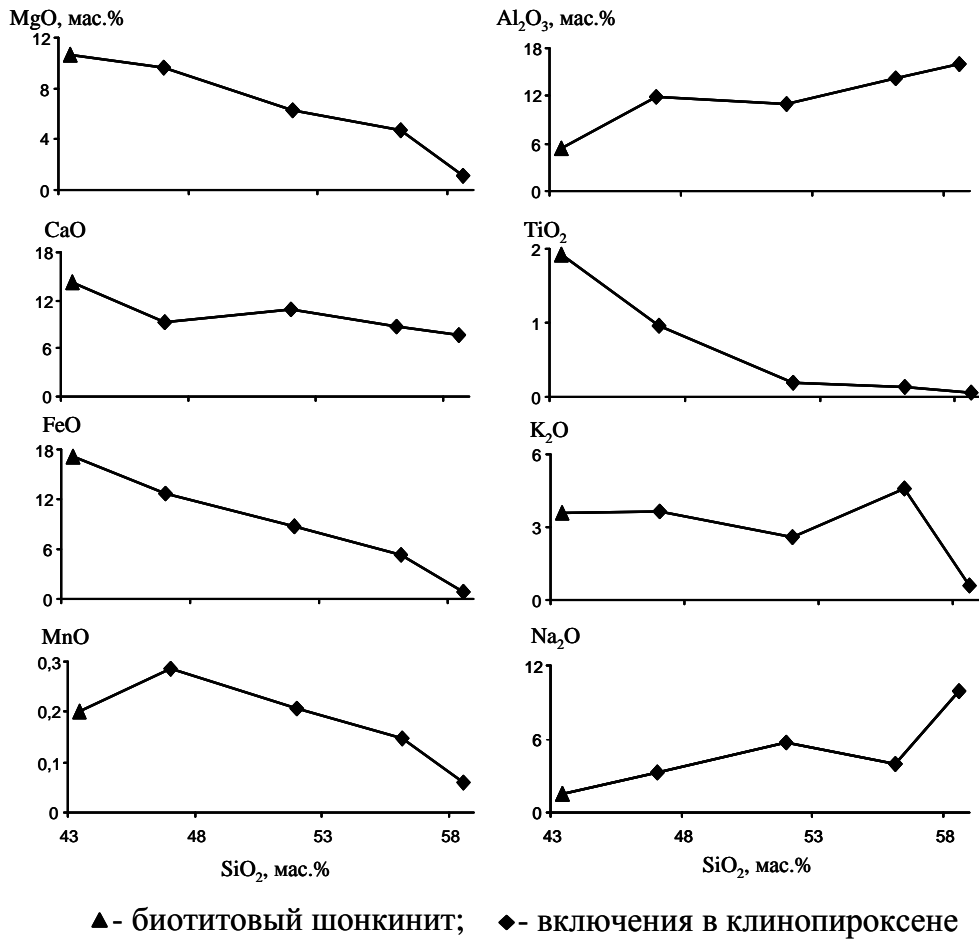


Рис. 23. Вариационные диаграммы на основе кремнезема для биотитовых шонкинитов и силикатных включений из клинопироксенов биотитовых шонкинитов.

**Таблица 18.**

Результаты хроматографического анализа силикатных, карбонатно-солевых и карбонатных включений в клинопироксенах исследуемых пород, мг/кг

Порода	T (°C)	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O
Минетта	600	70	690
	800	140	450
	1000	390	660
Биотитовый шонкинит	600	230	80
	800	3400	360
	1000	800	1800

**Примечание.** Анализы выполнены на хроматографической установке (Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск). Аналитика Л.Н. Фомина.

большое количество воды (690 мг/кг) выделилось при 600 °С, а в шонкинитах - при 1000 °С и составляло 1800 мг/кг. Таким образом, суммарное количество CO<sub>2</sub>, выделившиеся при нагреве от 600 до 1000 °С, в шонкинитах составляет 4430 мг/кг, в минеттах – 600 мг/кг, а суммарное количество воды в шонкинитах – 2240 мг/кг, а в минеттах 1800 мг/кг.

#### **4.5. Геохимия биотитовых шонкинитов, минетт и клинопироксенов**

**Исследуемые породы** значительно обогащены редкими элементами (табл. 19, ан. 1-3). Так, обогащение LILE у них превышает мантийный уровень на 2 – 2.5 порядка. Самые высокие содержания LILE отмечены в минеттах, более низкие значения имеют биотитовые шонкиниты. Содержания LREE во всех породах превышают мантийные значения примерно на 1.5-2 порядка, а HFSE и HREE – менее, чем на 1.5 порядка.

На мультиэлементных спектрах с нормированием элементов по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) кривые исследуемых пород имеют отрицательный наклон и одинаковую конфигурацию, при этом редкие элементы (кроме LILE, Th, U) шонкинитов занимают несколько более высокие положения, чем минетты (рис. 24). На всех мультиэлементных спектрах отмечаются глубокие отрицательные HFSE (Nb, Hf, Zr), Ti аномалии и небольшая положительная Sr аномалия.

**Клинопироксены** в биотитовых шонкинитах существенно обогащены редкими элементами (табл. 19, ан. 4, 5). Редкоземельные спектры, нормированные к хондриту (Anders, Grevesse, 1989), у эгирин-авгита и диопсида имеют одинаковую конфигурацию (рис. 25). На спектрах наблюдается преобладание LREE и MREE относительно HREE.

Таблица 19.

Микроэлементный состав пород Рябинового массива и содержащихся в биотитовых шонкинитах зерен клинопироксена, ppm

Элементы и их соотношения	Порода			Клинопироксен	
	Биотитовый шонкинит		Минетта	Di	Ae-Avg
	1	2	3	4	5
Ti	10943	8072	7 089	2556	2916
V	381	375	263	331.1	384.4
K	35600	37400	67400	1252	38.2
Rb	140.2	170	242	21	16
Sr	2590.9	2598.7	2 164	1869.4	2021.2
Ba	679.0	1192.9	1 619	36.53	0.44
Nb	6.0	11.6	6.9	0.25	0.18
Cs	5.7	7.4	8.9	-	-
Ta	0.2	0.4	0.3	0.43	0.35
Zr	132.7	112.8	119	113.9	117.7
Hf	3.6	3.6	3.9	2.88	3.10
Y	36	33.9	26	19.92	17.51
La	84.7	63.6	55	7.43	9.17
Ce	165.7	121	105	24.07	30.67
Pr	21.0	15.7	13.6	-	-
Nd	85.8	63.1	54	22.2	25
Sm	16.4	12.8	10.1	6.42	6.91
Eu	4.4	3.4	2.9	1.87	2.03
Gd	13.9	11.1	9.6	5.30	5.93
Tb	1.7	1.4	1.11	-	-
Dy	8.0	6.7	5.5	4.06	4.21
Ho	1.4	1.3	0.97		
Er	3.2	3.3	2.5	2.51	2.25
Tm	0.4	0.4	0.34	-	-
Yb	2.6	2.4	1.96	2.77	3.12
Lu	0.3	0.3	0.27	-	-
Th	6.5	9.5	10.1	0.08	1.98
U	1.3	1.1	1.87	0.07	1.79
La/Yb <sub>n</sub>	22.85	18.38	19.46	1.86	2.04
Eu/Eu*	0.86	0.84	0.88	0.94	0.94

**Примечание.** Di – диопсид, Ae-Avg – эгирин-авгит.

Анализы № 1-3 выполнены методом ICP-MS. Аналитик И.В. Николаева. Анализы № 4-5 выполнены методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (филиал Физико-технологического института РАН, г. Ярославль). Прочерк - элемент не определялся.

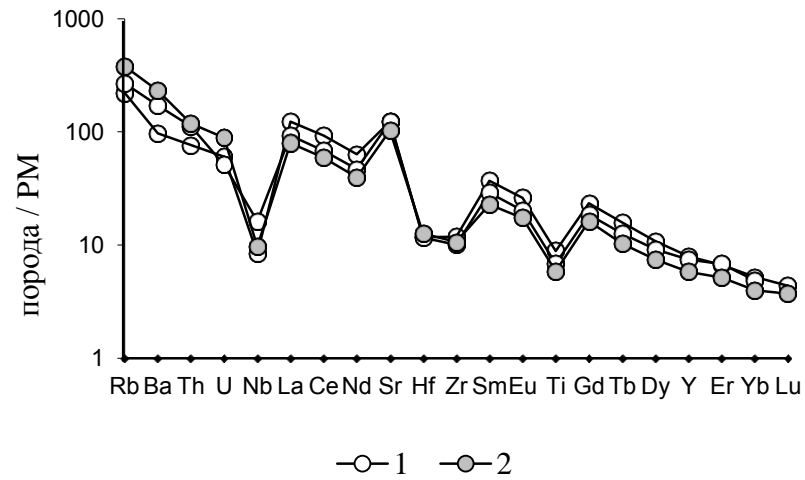


Рис. 24. Нормированные на примитивную мантию (по Sun, McDonough, 1989) мультиэлементные спектры биотитовых шонкинитов (1) и минетт (2) Рябинового массива.

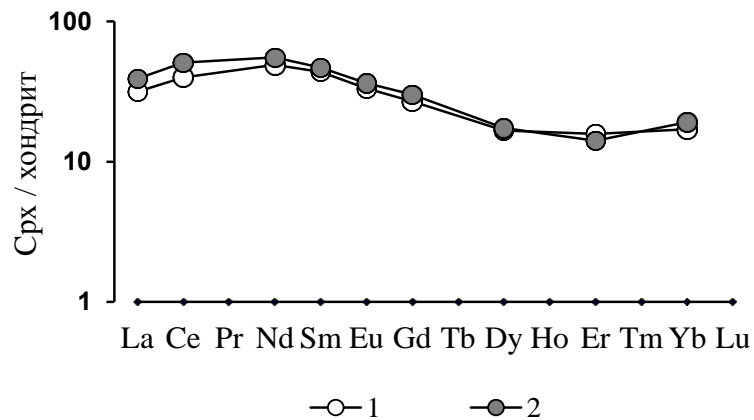


Рис. 25. Нормированные на хондрит (по Anders, Grevesse, 1989) редкоземельные спектры клинопироксенов из биотитовых шонкинитов Рябинового массива. 1 - в диопсиде; 2 - в эгирин-авгите.

#### 4.6. Обсуждение результатов

По результатам выполненного комплексного исследования биотитовых шонкинитов и минетт Рябинового массива установлены их следующие особенности:

1. Исходя из геологического положения, близкого петрографического состава, закономерно изменяющегося петрохимического состава изучаемых пород, а также химического состава породообразующих минералов сделан вывод, что дайки биотитовых шонкинитов и минетт являются генетически родственными. Вероятнее всего, они образовались из единого исходного расплава в процессе его эволюции.

Так, рассматриваемые породы пространственно совмещены и имеют близкие минеральные составы и структуры: биотитовые шонкиниты и минетты отличаются лишь соотношениями однотипных породообразующих минералов и размером их зерен. При переходе от биотитовых шонкинитов к минеттам увеличиваются содержания калиевого полевого шпата и уменьшается содержания клинопироксена, биотита. В том же направлении в химическом составе пород отмечается закономерное увеличение содержаний кремнезема (от 43.4 до 49.4 мас. %  $\text{SiO}_2$ ), глинозема (от 5.5 до 11.7 мас. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), щелочей (от 5.1 до 8.6 мас. %  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ), и уменьшение количеств кальция (от 14.2 до 9.5 мас. %  $\text{CaO}$ ), магния (от 10.6 до 6.2 мас. %  $\text{MgO}$ ). То есть, прослеживается закономерная эволюция единого расплава, которая обычно характерна для процессов дифференциации и фракционирования минералов по схеме Боуэна.

О кристаллизации биотитовых шонкинитов и минетт из единой магмы также свидетельствуют схожие химические составы и эволюция слагающих их минералов. Так, состав *клинопироксена* в рассматриваемых породах изменяется от диопсида к эгирин-авгиту. Наиболее натровыми и железистыми разностями являются составы хадаккристаллов эгирин-авгита в

зернах железо-магнезиальной слюды. Это можно объяснить тем, что образование хадакристаллов происходило на завершающей стадии кристаллизации зерен клинопироксена из достаточно дифференцированного расплава, на стадии кристаллизации зерен биотита. Состав зерен железо-магнезиальной *слюды* в шонкинитах соответствует флогопиту и биотиту, в минеттах – только биотиту, что также характерно для расплава на поздней стадии его эволюции. Породообразующие зерна *полевых шпатов* в биотитовых шонкинитах и минеттах представлены ортоклазом, а хадакристаллы в клинопироксенах соответствуют как ортоклазам, так и альбитам. Можно предположить, что на ранних этапах кристаллизации пород в расплаве присутствовали калий и натрий в сопоставимых количествах, а на более поздних стадиях в расплаве преобладал калий.

2. Присутствие в клинопироксенах биотитовых шонкинитов первичных включений силикатного, карбонатно-солевого и карбонатного состава свидетельствует о кристаллизации клинопироксенов в дайке биотитовых шонкинитов из гетерогенного расплава, который состоял из несмесимых силикатных, карбонатно-солевых и карбонатных фракции. Силикатные расплавные включения в диопсиде биотитовых шонкинитов имели щелочнобазитовый состав и гомогенизировались при 1120-1190 °С. Несколько более высокие (1240-1200 °С) температуры ранее были получены на Рябиновом массиве при гомогенизации силикатных включений в пироксенах щелочных пикритов (Шарыгин, 1993) и более низкие (1080-1180 °С) – в клинопироксенах биотит-пироксенового шонкинита Дежневского массива (Базарова, Костюк, 1975). Надо полагать, что на Рябиновом массиве разделение карбонатно-силикатного расплава на несмесимые силикатные, карбонатно-солевые и карбонатные фракции произошло при температурах, заведомо превышающих 1190 °С. Исходя из низких (600-700 °С) температур разгерметизации карбонатно-солевых и карбонатных включений при

нагревании, давление во включениях было высоким из-за высокого содержания летучих компонентов, т.е. отделившиеся карбонатно-солевые и карбонатные расплавы были интенсивно флюидизированны.

Первичные расплавные включения с силикатно-солевой несмесимостью были ранее обнаружены в минералах многих пород (Kogarko et al, 1995; Соловова и др., 1996; Наумов и др., 1988; Андреева и др., 1998; Solovova, Girnis, 2012 и др.), в том числе и на Алданском щите в мелилит-монтичеллит-оливиновых породах щелочного Маломурунского массива (Панина, Усольцева, 1999; 2000). В обзорной статье о жидкостной несмесимости глубинных магм (Панина, Моторина, 2008) было показано, что расслоение расплава на несмесимые фракции сопровождается перераспределением элементов: большая часть летучих совместно с Са уходит в карбонатно-солевой расплав, а силикатный расплав обедняется этими компонентами и становится богаче кремнием. Пространственно отделившиеся от материнской магмы карбонатно-солевые расплавы обогащены Са, щелочами,  $\text{CO}_2$ , S, F, Cl, P,  $\text{H}_2\text{O}$  и представляют собой карбонатитовые расплавы. При понижении температуры и давления в неравновесных условиях они становятся неоднородными и снова распадаются на несмесимые фракции - щелочно-сульфатную, щелочно-фторидную, щелочно-хлоридную, щелочно-фосфатную и существенно кальциевую карбонатную (рис. 26). Подобный тип несмесимости отмечался и при наших исследованиях. Наличие отделившейся от карбонатно-солевого расплава карбонатной фракции подтверждается присутствием кальцитовых карбонатитовых жил в некке калиевых пикритоидов в северо-восточной части Рябинового массива (Кочетков, 2006 б).

3. Обнаруженные при хроматографических исследованиях клинопироксенов шонкинитов высокие содержания  $\text{CO}_2$  (4430 мг/кг) и  $\text{H}_2\text{O}$



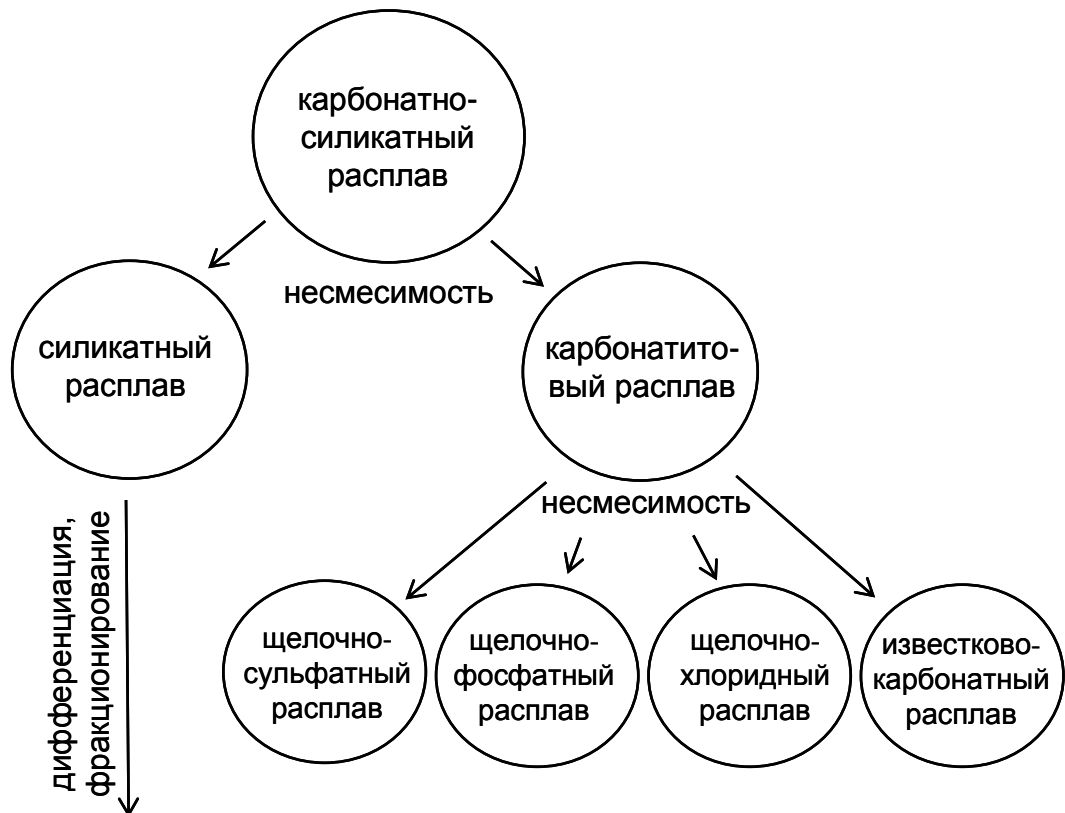


Рис. 26. Эволюция карбонатно-силикатного расплава (Панина, Моторина, 2008).

(2240 мг/кг) подтверждают присутствие в магматической камере при кристаллизации клинопироксенов, наряду с силикатным, также и карбонатитового расплава.

Присутствие в клинопироксенах минетт меньших (1800 мг/кг) количеств  $H_2O$  и незначительных количеств (600 мг/кг)  $CO_2$ , вероятнее всего, говорит о том, что при формировании минетт силикатный расплав уже был пространственно разобщен с карбонатитовым.

4. Геохимические исследования показали, что изучаемые породы Рябинового массива и содержащиеся в биотитовых шонкинитах зерна клинопироксена по сравнению с примитивной мантией обогащены редкими элементами. Характер распределения редких элементов в шонкинитах и минеттах, нормированных по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989), одинаков (рис. 24).

При этом рассматриваемые породы имеют сопоставимые содержания редких элементов. Это еще раз подтверждает их генетическое родство. Высокие содержания LILE, LREE в биотитовых шонкинитах и минеттах, вероятно, указывают на обогащенный мантийный источник, а наличие отрицательных аномалий HFSE и Ti является одним из характерных признаков магматических пород, формировавшихся при участии корового материала (Кононова и др., 1995). Некоторая деплетированность HREE относительно LREE в изучаемых породах и клинопироксенах (рис. 24, 25), а также высокие отношения  $La/Yb_n = 18.4-22.8$  в породах могут свидетельствовать о возможном присутствии в мантийном очаге граната. При частичном плавлении такого источника в примитивном расплаве обычно увеличивается количество LREE, а HREE сохраняются в гранате. Следовательно, образование биотитовых шонкинитов и минетт, вероятно, происходило из обогащенного мантийного источника, располагающегося на глубинах существования гранат-содержащих ассоциаций.

Таким образом, можно сформулировать второе защищаемое положение:

**Биотитовые шонкиниты и минетты Рябинового массива образовались из единой щелочно-базитовой магмы в процессе её эволюции. Кристаллизация клинопироксена в биотитовых шонкинитах происходила при 1120-1190 °С из гетерогенной магмы, состоящей из несмесимых силикатных, карбонатно-солевых и карбонатных фракций. Состав силикатного расплава при кристаллизации изменялся от щелочно-базитового к щелочно-трахитовому. В составе карбонатно-солевой фракции присутствовали кальцит, щелочные хлориды, сульфаты Ca, Sr, а в составе карбонатной фракции – только кальцит. Формирование минетт происходило из силикатного расплава, уже пространственно разобъённого с карбонатно-солевой и карбонатной фракциями.**

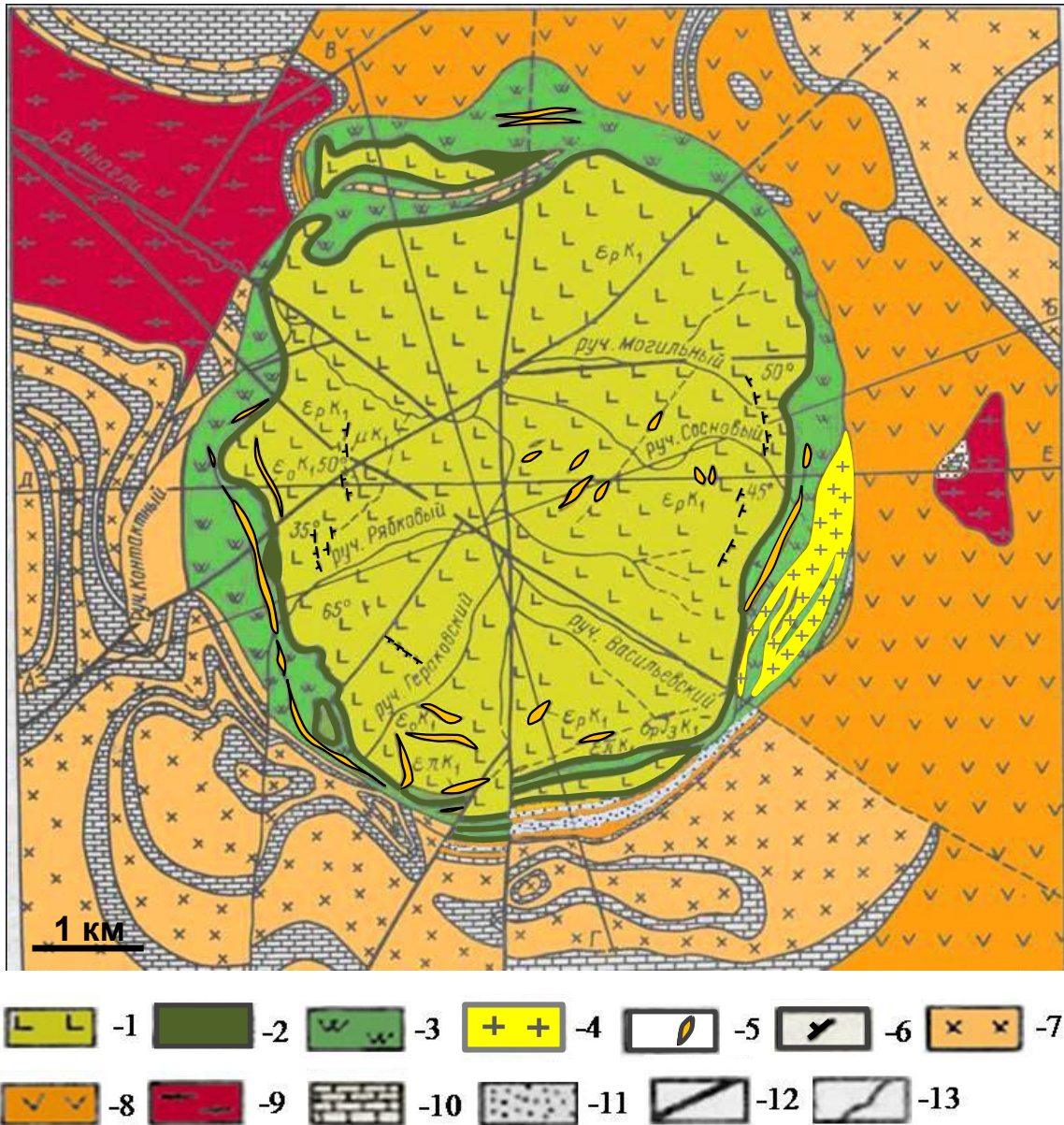
## Глава 5. ИНАГЛИНСКИЙ МАССИВ

### 5.1. Геологическое строение и возраст пород

Инаглинский массив расположен в северо-западной части Центрально-Алданской провинции, в 30 км к западу от г. Алдан. Он залегает среди гравелитов и песчаников верхнего протерозоя, доломитов и доломитизированных известняков нижнего кембрия и прорывает кристаллические породы фундамента Алданского щита. Массив обрамляют пластовые интрузии сиенит-порфиров и сиенит-диорит-порфиритов.

В плане Инаглинский массив имеет округлую форму, площадь около 20 км<sup>2</sup> и концентрически-зональное строение (рис. 27). В центре массива расположен шток дунитов (16 км<sup>2</sup>), окруженный кольцом щелочных габброидов (шонкинитов, малиньитов), а также линзовидных тел меланократовых щелочных сиенитов и даек пуласкитов. Среди щелочных пород и внутри штока дунитов широко распространены жилы щелочных пегматитов (Еремеев, 1984). Внутри дунитового штока также располагаются полевошпат-хромдиопсид-слюдаые метасоматиты (Корчагин, 1996)

Центральный шток *дунитов* непосредственно нигде не контактирует с щелочными габброидами, обычно их разделяет узкая полоса (до 50 м) пироксен-оливиновых пород с различным содержанием слюды, по составу отвечающих *перидотитам* (Еремеев, 1984) или верлитам (Корчагин, 1996), а также *оливиновым шонкинитам*. Перидотиты имеют постепенные переходы, с одной стороны, к дунитам, с другой стороны – к шонкинитам как в пространственном расположении, так и по минеральному составу. Отмечаются также самостоятельные дайкообразные тела перидотитов внутри штока дунитов (Еремеев, 1984; Рожков, Кицул, 1960). Их протяженность до 30-50 м, а видимая мощность порядка 10 м. Выявлено 9 тел неизмененных перидотитов, приуроченных к концентрическим зонам рассланцованных



**Рис. 27. Геологическая карта Инаглинского массива (Корчагин, 1996).**

Породы массива: 1 – дуниты; 2 – оливин-пироксеновые породы с некоторым количеством слюды (перидотиты) и оливиновые шонкиниты; 3 – шонкиниты и малиньиты; 4 – пуласкиты и меланократовые щелочные сиениты; 5 – щелочные пегматиты; 6 – хромдиопсид-слюдяные метасоматиты. Пластовые интрузии, обрамляющие Инаглинский массив: 7 – сиенит-диорит-порфириды; 8 – сиенит-порфиры. Вмещающие породы: 9 – граниты, кристаллические сланцы и гнейсы (AR); 10 – мраморизованные известняки и доломиты (€); 11 – гравелиты и песчаники (PR<sub>3</sub>). 12 – разлом; 13 – линия контактов.

дунитов и имеющих с ними резкие контакты. Перидотиты также присутствуют в шонкинитах в виде отдельных ксенолитов размером от 1-2 до 30 м. Кроме того, встречаются полевошпатовые перидотиты, образующие периферическую оторочку вокруг мелких шонкинитовых тел.

Кольцевое тело *щелочных габброидов (шонкинитов и малинитов)* имеет ширину от десятков метров до 500 м. Щелочные габброиды неоднородны по составу. В них встречаются многочисленные ксенолиты дунитов и перидотитов, а также скарнированных известняков. Внешний контакт шонкинитов с вмещающими толщами осложнён многократно обновлявшимся кольцевым разломом. Здесь развита зона брекчирования мощностью 1-5 м, где имеются обломки известняков и кристаллических пород фундамента, сцементированных мелкообломочным материалом и тонкозернистыми шонкинитами (Корчагин, 1974).

*Меланократовые пироксеновые щелочные сиениты* отмечены в виде двух сравнительно крупных тел линзовидной формы среди шонкинитов в северной части массива и в виде зон различной мощности на контактах шонкинитов и пуласкитов. Размеры этих тел в длину 350 и 500 м при мощности 50-100 м. В северной и юго-восточных частях массива среди окаймляющих дуниты щелочных габброидов обнажаются две крупные дайки и множество более мелких часто ветвящихся жил и прожилков *пуласкитов* (пироксен-амфиболовых щелочных сиенитов).

*Пегматитовые жилы* отмечаются в дунитовом ядре массива, выполняя радиальные трещины во внутренней его части, а также кольцевые и радиальные трещины на периферии, частично вдаваясь в зону развития щелочных габброидов. Среди пегматитов выделяются диопсид-ортоклазовые, ортоклаз-роговообманковые и микроклин-альбит-амфиболовые разновидности с эгирином и натролитом. *Гигантозернистые полевошпат-хромдиопсид-слюдаые метасоматиты* с некоторым

количеством апатита образуют довольно крупные самостоятельные тела в дунитах на контактах с пегматитами. Распространены они внутри штока в кольцевой зоне разломов, сложенной трещиноватыми брекчированными дунитами. Метасоматиты встречаются только в пределах этой ослабленной зоны, к которой приурочено также Инаглинское месторождение слюды и хромдиопсида (“сибирского изумруда” по А.М. Корчагину (1996)).

В целом, полезные ископаемые, связанные с Инаглинским массивом, представлены форстеритовыми огнеупорами, вермикулитом, хромдиопсидом, апатитом, флогопитом, монтмориллонитом, платиноидами, магнетитом, а также проявлениями Au, Ti, Sr и Ce (Корчагин, 1996).

#### Возрастные взаимоотношения пород массива Инагли

Дуниты являются наиболее древними породами Инаглинского массива. Однако, на их возраст имеются различные точки зрения. Некоторые авторы (Рожков и др., 1962; Шнай, 1980) относят дуниты к протерозойским образованиям, опираясь на их аналогию с дунитами комплексов Чад и Кондер. Возраст слюдоносного перидотита из оторочки дунитового тела комплекса Кондер, определенный K-Ar методом по биотиту составляет  $600 \pm 50$  млн. лет (Ельянов, Моралев, 1961). Другие исследователи (Ельянов, Моралев, 1972; Максимов, Угрюмов, 1971; Угрюмов, Киселев, 1969) относят образование дунитов к мезозою, основываясь на палеомагнитных реконструкциях, а также полевых наблюдениях. Возраст дунитов Инаглинского массива определенный по цирконам U-Pb (SHRIMP) методом также является мезозойским ( $134 \pm 1,8$  млн. лет) (Vorisenko et. al., 2011).

Спорными являются представления об образовании пород перидотитового состава. По мнению одних исследователей (Богомоллов, 1968; Корчагин, 1972, 1996) все тела перидотитов периферической части дунитового штока – это контактово-реакционные образования, возникшие в мезозое под влиянием щелочно-габброидной магмы. В качестве

доказательств этого приводятся постепенные переходы от дунитов к шонкинитам как в пространственном расположении, так и по минеральному составу. Другие исследователи (Еремеев, 1984) считают, что присутствие тел неизмененных перидотитов внутри дунитового штока в зонах рассланцевания позволяет предполагать, что они образовались значительно позднее дунитов и представляют собой самостоятельную интрузивную фазу мезозойского магматизма.

Возрастные соотношения щелочных габброидов, щелочных меланократовых сиенитов и пуласкитов в массиве устанавливаются вполне определенно по пересечению пуласкитовыми дайками шонкинитов, т.е. пуласкиты моложе шонкинитов. Меланократовые щелочные сиениты также залегают среди шонкинитов. Возраст щелочных габброидов, щелочных меланократовых сиенитов и пуласкитов отвечает поздней юре - раннему мелу (Ельянов, Моралев, 1961; Кравченко, Власова, 1962; Еремеев, 1984; Костюк и др., 1990; Mues-Schumacher et al., 1996; Кононова и др., 1995; Borisenko et al., 2011).

Объектом нашего изучения явились **оливиновые шонкиниты**, которые располагаются в северной части массива в узкой полосе между дунитами и щелочными габброидами.

## **5.2. Петрография и химический состав оливиновых шонкинитов**

Оливиновые шонкиниты имеют темный серо-зеленый цвет, гипидиоморфнозернистую структуру. Порода в основном представлена идиоморфными зернами клинопироксена и неправильной формы зернами оливина, между которыми расположены ксеноморфный калиевый полевой шпат и лейсты железо-магнезиальной слюды (рис. 28). Порода содержит до



50-55 об. % клинопироксена, 20-25 об. % оливина, 5-10 об. % калиевого полевого шпата, 3-7 об. % железо-магнезиальной слюды, 3 об. % апатита, 5 об. % магнетита.

**Оливин** в породе представлен бесцветными ксеноморфными зернами размером от 0.05 мм до 1 мм. Зерна разбиты множеством трещин, по которым минерал часто замещается желто-бурыми вторичными продуктами. Зерна оливина иногда содержат хадаккристаллы апатита, магнетита.

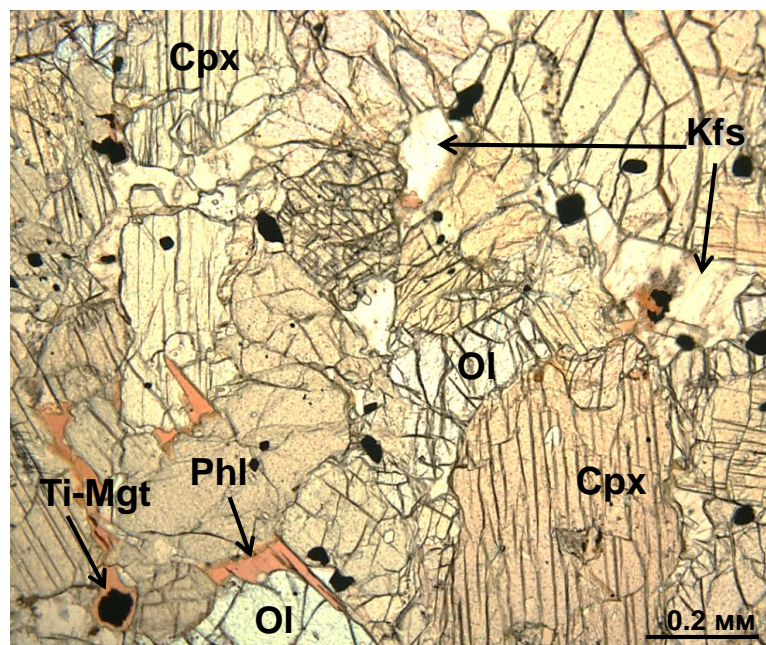
**Клинопироксен** представлен удлиненными призматическими зернами, реже зернами с восьмиугольными или неправильными сечениями, размер которых варьирует от 0.1 мм до 2.5 мм. Цвет зерен светло-зеленоватый или зеленовато-желтый. Клинопироксен содержит хадаккристаллы оливина, магнетита и апатита. В зернах клинопироксена часто развиваются пластинчатые вроски титаномагнетита. Вроски эти следуют двум направлениям отдельности в зернах клинопироксена, образуя очень тонкую решетку.

Ксеноморфные бесцветные зерна **калиевого полевого шпата** в породе располагаются в интерстициях между зернами клинопироксена и оливина. Зерна почти всегда замещены агрегатом буроватого оттенка, их размер варьирует от 0.05 мм до 1.2 мм. Зерна содержат хадаккристаллы оливина, клинопироксена, апатита и магнетита.

**Железо-магнезиальная слюда** отмечается в виде лейст неправильной формы, размером от 0.05 мм до 0.9 мм. Иногда лейсты слюды располагаются вокруг зерен магнетита. Цвет варьирует от светло-коричневого до бурого. Лейсты слюды содержат хадаккристаллы апатита и магнетита.

**Апатит** встречается в виде бесцветных зерен прямоугольной, гексагональной (в поперечном сечении) и неправильной форм. Размер зерен варьирует от 0.02 мм до 0.4 мм.

**Ti -магнетит** представлен зернами с неправильными и близкими к



**Рис. 28.** Оливиновый шонкнит Инаглинского массива. Ol - оливин, Cpx - клинопироксен, Phl - флогопит, Kfs - калиевый полевой шпат, Ti-Mgt - титаномагнетит. Изображение в проходящем свете.

треугольным и квадратным сечениями, размером до 0.3 мм.

Химический состав оливиновых шонкинитов характеризуется низкими содержаниями  $\text{SiO}_2$  (46 мас. %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (3.8 мас. %) и высокими содержаниями  $\text{FeO}$  (14 мас. %),  $\text{MgO}$  (19.5 мас. %),  $\text{CaO}$  (13 мас. %), а также присутствием (мас. %) 0.48  $\text{TiO}_2$ , 0.7  $\text{Na}_2\text{O}$ , 1.62  $\text{K}_2\text{O}$ , 0.92  $\text{P}_2\text{O}_5$  (табл. 20, ан. 1).

### 5.3. Химический состав минералов оливиновых шонкинитов

Химический состав зерен **оливина** довольно близкий, однородный, незначительно варьирует от  $\text{Fo}_{73}$  до  $\text{Fo}_{80}$  (табл. 21). В составе зерен оливина, кроме основных компонентов, также присутствует 0.02-1.2 мас. %  $\text{CaO}$  и 0.14 мас. %  $\text{NiO}$ . Кристаллиты оливина в клинопироксенах соответствуют -  $\text{Fo}_{74-75}$  (табл. 21, ан. 7, 16, 17).

**Клинопироксены** в оливиновых шонкинитах относятся к диопсиду (Morimoto, 1989) (рис. 29). Железистость диопсида равна 0.22-0.19. В некоторых диопсидах отмечается от 0.25 до 0.45 мас. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (табл. 22, ан. 5, 6, 11, 18-20) и их, вероятно, можно отнести к хромдиопсидам.

**Железо-магнезиальная слюда**, согласно M. Rieder et al. (1998) и У.А. Диру с соавторами (1966), соответствует составу флогопита (табл. 23). Магнезиальность флогопита варьирует от 0.80 до 0.86. В составе флогопита отмечается (мас. %) 3.6-5.1  $\text{TiO}_2$ , 0.07-0.12  $\text{Cl}$  и до 0.2 мас. %  $\text{BaO}$ .

Зерна **полевых шпатов** в оливиновых шонкинитах отвечают составу ортоклаза (табл. 24). В составе ортоклаза отмечается до 0.45 мас. %  $\text{BaO}$  и до 0.38 мас. %  $\text{SrO}$ .

Состав **апатита**, как зерен, так и хадакристов в клинопироксене и флогопите, практически одинаков (табл. 25), и содержит небольшую примесь  $\text{FeO}$  (0.16-0.5 мас. %),  $\text{SrO}$  (0.15-0.68 мас. %),  $\text{Cl}$  (0.26-0.86 мас. %) и  $\text{F}$  (~2.9 мас. %) (табл. 25, ан. 15, 16).

Таблица 20.

Химический состав пород Инаглинского массива, мас. %

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	46.10	47.04	48.63	48.50	52.21	52.72	54.34	51.11	59.43	61.46
TiO <sub>2</sub>	0.48	0.78	0.99	1.13	0.62	0.74	0.77	0.82	0.45	0.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.83	9.33	10.51	10.69	11.49	12.73	13.39	13.10	15.28	18.46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.94	4.06	8.25	5.29	3.49	4.89	5.00	4.52	4.46	0.96
FeO	-	7.15	4.86	5.33	4.43	3.66	3.49	4.29	2.16	1.26
MnO	0.26	0.12	0.17	0.15	0.14	0.13	0.11	0.12	0.07	0.01
MgO	19.49	11.60	5.53	8.61	7.86	5.81	4.39	7.02	2.15	2.52
CaO	13.35	14.60	10.35	10.70	8.79	8.54	6.83	8.82	3.31	0.54
Na <sub>2</sub> O	0.70	1.02	1.37	2.04	1.87	2.08	2.62	1.68	4.55	5.70
K <sub>2</sub> O	1.62	4.60	6.10	5.34	6.48	6.26	6.69	7.38	6.38	8.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.92	-	0.92	0.91	0.48	0.83	0.54	-	0.21	-
H <sub>2</sub> O	-	0.16	0.82	-	-	-	-	-	-	0.20
п.п.п.	-	0.57	0.26	0.95	0.89	1.23	0.62	0.82	0.79	1.36
Сумма	100.69	100.87	99.07	99.64	99.02	99.62	98.79	99.65	99.24	100.42

**Примечание.** Породы: 1 – исследуемые оливиновые шонкиниты; 2 – лейцитовые шонкиниты; 3 – диопсидовые шонкиниты; 4-7 – щелочные габброиды; 8 – меланократовый щелочной сиенит; 9-10 – пуласкит.

1- наши данные; 2, 3, 8, 10 - по данным А.М. Корчагина (1996); 4-7, 9 – по данным В.П. Костюк с соавторами (1990). Прочерк – элемент не определялся.

Определение химического состава петрогенных компонентов оливиновых шонкинитов выполнено с помощью рентгенофлуоресцентного анализа. Аналитик Н.Г. Карманова.

Таблица 21.

Химический состав оливина из оливиновых шонкинитов Инаглинского массива в мас. % и в формульных единицах, рассчитанный на 4 атома кислорода

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	37.81	37.96	37.32	37.50	38.26	37.72	37.74	37.99	37.95	37.55	38.11	37.93	38.36	37.51	37.89	37.75	37.97	38.25	38.24	39.25
FeO	24.42	24.76	25.23	24.82	24.45	24.31	23.86	23.21	24.29	23.53	23.86	23.76	23.59	24.06	23.55	23.26	22.64	20.49	20.03	18.32
MnO	0.59	0.59	0.64	0.62	0.68	н.п.о.	0.64	н.п.о.	н.п.о.	0.62	0.59	0.64	0.58	0.61	н.п.о.	0.60	0.62	0.51	0.44	0.48
MgO	37.46	36.74	37.25	37.24	37.52	37.49	38.00	37.64	37.34	36.84	38.62	38.01	37.70	37.86	38.55	38.09	38.76	39.57	39.77	40.18
CaO	0.07	0.07	0.05	0.06	0.05	н.п.о.	0.06	н.п.о.	н.п.о.	0.05	0.05	0.07	0.07	0.10	н.п.о.	0.07	0.07	0.14	0.13	1.25
NiO	0.14	0.13	0.15	0.14	0.13	-	-	-	-	0.14	0.13	0.13	0.15	0.16	-	-	-	-	-	-
Total	100.48	100.27	100.65	100.39	101.11	99.52	100.33	98.84	99.58	98.76	101.38	100.53	100.46	100.31	99.99	99.82	100.10	98.98	98.61	99.71
Si	0.99	0.99	0.98	0.98	0.99	0.99	0.99	1.00	1.00	0.99	0.98	0.99	1.00	0.98	0.99	0.99	0.99	1.00	1.00	1.01
Fe	0.53	0.54	0.55	0.54	0.53	0.53	0.52	0.51	0.53	0.52	0.51	0.51	0.51	0.52	0.51	0.51	0.49	0.44	0.44	0.39
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	1.47	1.44	1.46	1.46	1.46	1.48	1.49	1.49	1.47	1.46	1.49	1.48	1.47	1.48	1.51	1.50	1.51	1.55	1.56	1.54
Ca	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0	0.002	0	0	0.001	0.001	0.002	0.002	0.003	0	0.002	0.002	0.004	0.004	0.034
Ni	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	-	-	-	-	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	-	-	-	-	-	-
Mg#	0.73	0.73	0.73	0.73	0.73	0.74	0.74	0.74	0.73	0.74	0.74	0.74	0.74	0.74	0.75	0.75	0.75	0.78	0.78	0.80

**Примечание.** 1-6, 8-15 - зерна; 7, 16, 17 - кристаллиты в клинопироксенах. Анализы выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro (аналитик Л.Н. Поспелова), кроме анализов 1-5, 10-14 - на сканирующем электронном микроскопе LEO1430VP (аналитик М.В. Хлестов). Прочерк - элемент не определялся. Н.п.о. – ниже предела обнаружения.

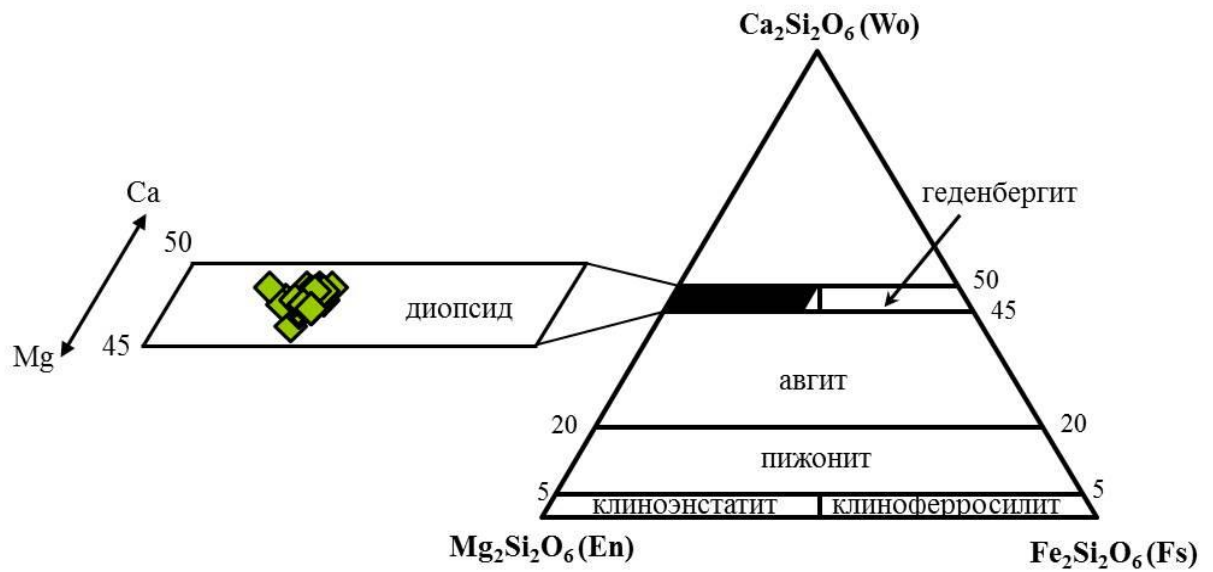


Рис. 29. Составы клинопироксенов (приведенные в формульных единицах) из оливиновых шонкинитов Инаглинского массива на треугольной диаграмме Wo-En-Fs (Morimoto, 1989).

Таблица 22.

Химический состав клинопироксенов из оливиновых шонкинитов Инаглинского массива в мас. % и в формульных единицах, рассчитанный на 6 атомов кислорода

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	51.98	51.84	51.71	51.63	52.44	51.94	52.89	51.58	51.61	51.68	50.4	52.81	52.06	51.72	52.58	52.01	51.67	52.43	52.2	52.26
TiO <sub>2</sub>	0.55	0.54	0.46	0.64	0.34	0.55	0.37	0.47	0.6	0.55	0.56	0.51	0.51	0.54	0.47	0.44	0.5	0.4	0.39	0.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.59	2.04	2.01	2.2	1.64	2.38	1.88	1.81	2.13	2.09	2.41	1.63	1.66	1.55	2.01	1.76	2.2	1.66	1.99	1.65
FeO	7.35	7.2	7.18	7.05	6.59	6.93	6.9	6.99	6.98	6.53	7.04	6.7	6.79	6.99	6.82	6.76	6.8	6.44	6.36	6.47
MnO	0.25	0.16	0.27	0.24	0.2	0.22	0.23	0.21	0.23	0.22	0.2	0.19	0.22	0.23	0.2	0.22	0.2	0.23	0.19	0.19
MgO	14.4	14.92	15.06	14.81	14.3	14.56	14.85	14.76	14.44	14.8	15.34	15.48	15.4	15.29	15.02	15.49	14.87	15.06	14.88	15.68
CaO	21.8	22.12	21.85	22.06	22.13	21.81	22.03	22.22	22.05	21.67	21.88	21.58	21.92	21.8	22.08	22.06	21.85	22.06	22.15	22.1
Na <sub>2</sub> O	0.74	0.74	0.76	0.71	0.67	0.8	0.83	0.84	0.81	0.76	0.69	0.68	0.73	0.76	0.71	0.58	0.83	0.71	0.81	0.59
NiO	0.04	0.05	0.07	0.04	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06	0.07	0.04	0.08	0.06	0.06	0.05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.07	0.16	0.04	0.41	0.25	0.07	0.06	0.12	0.15	0.32	0.06	0.03	0.02	0.09	0.13	0.18	0.25	0.29	0.26
Сумма	98.75	99.67	99.52	99.41	98.84	99.52	100.1	98.99	99.03	98.52	98.9	99.73	99.39	98.95	100	99.49	99.18	99.28	99.32	99.76
Si	1.94	1.92	1.91	1.91	1.96	1.92	1.94	1.92	1.92	1.93	1.87	1.95	1.92	1.92	1.93	1.92	1.92	1.94	1.93	1.92
Ti	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al <sup>IV</sup>	0.06	0.08	0.09	0.09	0.04	0.08	0.06	0.08	0.08	0.07	0.13	0.05	0.08	0.08	0.07	0.08	0.08	0.06	0.07	0.08
Al <sup>VI</sup>	0.01	0	0	0.01	0.03	0.03	0.03	0	0.01	0.02	0.02	0.02	0	0	0.02	0	0.01	0.01	0.02	0
Fe	0.23	0.22	0.22	0.22	0.2	0.22	0.22	0.22	0.22	0.21	0.22	0.2	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.2	0.2	0.2
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.8	0.82	0.83	0.82	0.8	0.8	0.81	0.82	0.8	0.82	0.85	0.85	0.85	0.85	0.82	0.85	0.82	0.83	0.82	0.86
Ca	0.87	0.88	0.87	0.88	0.89	0.87	0.87	0.88	0.88	0.87	0.87	0.85	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.88	0.88	0.87
Na	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.06	0.05	0.06	0.04
Ni	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002
Cr	0.001	0.002	0.005	0.001	0.012	0.007	0.002	0.002	0.004	0.005	0.009	0.002	0.001	0.001	0.003	0.004	0.005	0.007	0.008	0.008
Fe#	0.22	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.19	0.19	0.19

**Таблица 23.**

Химический состав флогопита из оливиновых шонкинитов Инаглинского массива в мас. % и в формульных единицах, рассчитанный на 8 катионов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18*	19**
SiO <sub>2</sub>	38.30	38.15	38.55	38.23	38.54	38.33	39.00	38.43	38.68	39.15	37.80	39.10	38.29	39.51	39.37	39.41	38.93	37.91	39.98
TiO <sub>2</sub>	4.77	3.59	4.27	4.04	3.78	4.40	4.04	3.74	3.90	4.81	3.95	3.75	5.12	3.60	4.20	3.70	5.03	1.87	2.79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.46	13.47	13.62	13.65	13.59	13.62	13.71	13.77	13.63	12.93	13.35	14.06	13.42	13.98	13.93	14.12	13.54	12.79	13.72
FeO	8.39	8.39	8.09	7.89	7.85	7.71	7.50	7.70	7.68	7.13	7.41	6.59	6.35	6.21	5.97	6.10	6.05	5.88	9.33
MnO	0.05	0.07	0.09	0.08	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.07	0.04	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	0.04	н.п.о.	н.п.о.
MgO	19.41	20.32	20.94	20.36	20.98	20.92	20.88	20.47	21.06	20.43	21.65	21.09	20.32	21.29	20.78	21.41	20.48	23.27	19.45
CaO	0.01	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	н.п.о.	0.05	0.02	0.05	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.22	н.п.о.	н.п.о.
Na <sub>2</sub> O	0.37	0.15	0.31	0.34	0.16	0.16	0.40	0.26	0.27	0.32	0.42	0.36	0.31	0.35	0.36	0.33	0.14	н.п.о.	н.п.о.
K <sub>2</sub> O	9.63	10.02	9.67	9.77	10.05	10.10	9.77	9.96	9.80	8.96	9.54	9.82	9.67	9.70	9.79	9.70	9.99	10.06	10.24
BaO	н.п.о.	н.п.о.	0.14	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.23	н.п.о.	0.11	н.п.о.	н.п.о.	0.13	н.п.о.	н.п.о.	0.12	0.12	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Cl	0.11	0.09	0.10	0.10	0.09	0.08	0.10	0.10	0.10	0.12	0.08	0.11	0.11	0.11	0.10	0.12	0.07	н.п.о.	н.п.о.
Сумма	94.51	94.30	95.84	94.57	95.14	95.41	95.67	94.58	95.30	94.11	94.30	95.10	93.72	94.94	94.69	95.08	94.50	94.13	97.60
Si	2.87	2.85	2.83	2.84	2.84	2.82	2.86	2.85	2.85	2.94	2.80	2.88	2.87	2.91	2.91	2.89	2.90	2.84	2.96
Ti	0.27	0.20	0.24	0.23	0.21	0.24	0.22	0.21	0.22	0.27	0.22	0.21	0.29	0.20	0.23	0.20	0.28	0.11	0.16
Al <sup>VI</sup>	0.06	0.03	0.01	0.04	0.03	0.01	0.05	0.06	0.03	0.08	0.00	0.09	0.06	0.12	0.12	0.11	0.08	0.00	0.16
Al <sup>IV</sup>	1.13	1.15	1.17	1.16	1.16	1.18	1.14	1.15	1.15	1.06	1.20	1.12	1.13	1.09	1.09	1.11	1.10	1.16	1.04
Fe	0.53	0.52	0.50	0.49	0.48	0.48	0.46	0.48	0.47	0.45	0.46	0.41	0.40	0.38	0.37	0.37	0.38	0.37	0.58
Mn	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	2.17	2.26	2.29	2.26	2.31	2.30	2.28	2.27	2.31	2.29	2.39	2.31	2.27	2.33	2.29	2.34	2.27	2.60	2.15
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Na	0.05	0.02	0.04	0.05	0.02	0.02	0.06	0.04	0.04	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.02	0.00	0.00
K	0.92	0.95	0.91	0.93	0.95	0.95	0.92	0.94	0.92	0.86	0.90	0.92	0.93	0.91	0.92	0.91	0.95	0.96	0.97
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg#	0.80	0.81	0.82	0.82	0.83	0.83	0.83	0.83	0.83	0.84	0.84	0.85	0.85	0.86	0.86	0.86	0.86	0.88	0.79

**Примечание.** Форма выделения: 1-17 – зерна; 18,19 - дочерняя фаза из включения в клинопироксене. В сумме также учитывается F (мас. %): \* - 2.35; \*\* - 2.09. Все анализы выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro (аналитик Л.Н. Поспелова), кроме анализов 18 и 19, которые выполнены на сканирующем электронном микроскопе LEO1430VP (аналитик М.В. Хлестов). Н.п.о. – ниже предела обнаружения.



**Таблица 24.**

Химический состав калиевого полевого шпата и альбита из оливиновых шонкинитов Инаглинского массива в мас. % и в формульных единицах, рассчитанный на 32 атома кислорода

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	65.46	64.75	65.40	65.48	65.46	64.38	63.56	64.45	63.73	65.17	64.34	63.84	64.08	65.04	63.32	64.42	63.52	66.84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.42	18.92	19.09	19.15	19.35	19.22	19.01	18.64	18.39	18.92	19.02	18.61	18.92	19.00	18.78	18.53	18.59	19.39
FeO	0.16	0.16	0.23	0.32	0.12	0.31	0.36	0.28	0.59	0.21	0.16	0.65	0.10	0.26	0.17	0.10	н.п.о.	н.п.о.
CaO	0.39	0.38	0.32	0.33	0.37	0.49	0.57	0.38	0.35	0.30	0.38	0.28	0.43	0.30	0.53	0.26	н.п.о.	2.67
Na <sub>2</sub> O	2.99	3.66	2.88	3.09	2.45	1.64	1.76	1.31	1.15	1.03	1.22	1.31	1.28	0.97	1.27	1.02	0.88	11.23
K <sub>2</sub> O	11.95	11.28	12.23	12.13	12.60	14.34	14.22	14.47	14.54	14.00	14.30	14.54	14.26	14.65	14.32	15.04	15.92	н.п.о.
SrO	0.22	0.22	0.22	0.27	0.23	0.34	0.38	0.26	0.22	0.21	0.26	0.25	0.23	0.25	0.15	0.13	н.п.о.	н.п.о.
BaO	0.22	0.28	0.17	0.17	0.16	0.17	0.39	0.17	н.п.о.	0.18	0.19	0.23	0.15	0.20	0.45	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Сумма	100.80	99.64	100.54	100.93	100.73	100.89	100.26	99.96	98.97	100.02	99.87	99.71	99.44	100.67	98.99	99.49	98.91	100.1
Si	11.85	11.86	11.89	11.86	11.87	11.78	11.74	11.89	11.89	11.94	11.86	11.85	11.86	11.90	11.83	11.94	11.90	11.78
Al	4.14	4.08	4.08	4.08	4.13	4.14	4.13	4.05	4.04	4.08	4.12	4.06	4.12	4.09	4.13	4.04	4.10	4.02
Fe	0.02	0.02	0.03	0.05	0.02	0.05	0.06	0.04	0.09	0.03	0.02	0.10	0.02	0.04	0.03	0.02	0.00	0.00
Ca	0.08	0.07	0.06	0.06	0.07	0.10	0.11	0.07	0.07	0.06	0.08	0.06	0.09	0.06	0.11	0.05	0.00	0.50
Na	1.05	1.30	1.01	1.08	0.86	0.58	0.63	0.47	0.42	0.37	0.44	0.47	0.46	0.34	0.46	0.37	0.32	3.83
K	2.76	2.64	2.84	2.81	2.92	3.35	3.35	3.41	3.46	3.28	3.36	3.44	3.37	3.42	3.42	3.56	3.81	0.00
Sr	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.04	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00
Ba	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00

**Примечание.** Минерал: 1-17 – ортоклаз; 18 – альбит. Форма выделения: 1-16 – зерна; 17,18 – дочерние фазы из включений в клинопироксене. Все анализы выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro (аналитик Л.Н. Поспелова), кроме анализов 17 и 18, которые выполнены на сканирующем электронном микроскопе LEO1430VP (аналитик М.В. Хлестов). Н.п.о. – ниже пределов обнаружения.

**Таблица 25.**

**Химический состав апатита из оливиновых шонкинитов Инаглинского массива в мас. %**

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	0.16	0.15	0.15	0.31	0.24	0.29	0.29	0.25	0.16	0.19	0.18	0.24	0.24	0.20	0.58	0.86	н.п.о.
FeO	0.28	0.18	0.16	0.52	0.24	0.31	0.34	0.33	0.50	0.49	0.24	0.19	0.29	0.25	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
MnO	0.05	0.06	н.п.о.	0.05	0.04	0.03	0.03	0.05	0.04	0.06	0.04	н.п.о.	0.05	0.05	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
MgO	0.11	0.11	0.11	0.09	0.07	0.09	0.09	0.18	0.09	0.10	0.11	0.10	0.14	0.12	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Na <sub>2</sub> O	0.11	0.11	0.12	0.07	0.11	0.14	0.10	0.08	0.12	0.10	0.12	0.15	0.09	0.10	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
CaO	54.20	54.20	54.73	54.22	54.00	53.58	53.66	53.51	53.50	53.26	54.17	53.50	52.60	52.71	54.45	53.74	51.88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	42.02	41.61	42.07	42.82	42.07	41.59	41.83	42.48	42.02	40.91	42.62	41.96	42.17	42.04	41.34	41.63	42.05
SrO	0.16	0.18	0.19	0.20	0.21	0.19	0.17	0.68	0.23	0.23	0.15	0.15	0.70	0.17	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Cl	0.62	0.61	0.62	0.63	0.57	0.67	0.69	0.47	0.86	0.59	0.57	0.70	0.40	0.26	0.73	0.52	1.29
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.86	2.96	3.08
Сумма	97.71	97.21	98.15	98.91	97.55	96.88	97.20	98.03	97.52	95.93	98.19	97.00	96.69	95.89	97.10	96.75	98.30

**Примечание.** Форма выделения: 1-5 - зерна; 6-16 - хадакристаллиты в клинопироксенах и флогопитах; 17 – дочерние фазы из включений в клинопироксене. Все анализы выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro (аналитик Л.Н. Поспелова), кроме анализов 15-17, которые выполнены на сканирующем электронном микроскопе LEO143OVP (аналитик М.В. Хлестов). Прочерк - элемент не определялся. Н.п.о. – ниже пределов обнаружения.

Таблица 26.

Химический состав титаномагнетита из оливиновых шонкинитов Инаглинского массива в мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	0.02	0.05	0.03	0.03	0.06	н.п.о.	0.02	н.п.о.	0.03	н.п.о.	0.01	0.03	0.05	0.04	0.02	0.03	н.п.о.
TiO <sub>2</sub>	2.42	2.33	2.26	2.12	3.39	3.47	5.74	4.50	4.94	4.81	5.71	5.68	5.65	5.63	6.38	6.25	1.42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.02	1.97	3.06	2.55	2.44	2.56	1.93	3.04	3.70	1.96	3.48	2.72	2.70	2.98	2.84	2.85	1.27
FeO	87.31	89.68	88.01	89.20	87.59	87.85	85.24	85.22	85.52	87.35	85.53	85.95	86.25	85.55	83.91	84.22	88.87
MnO	0.36	0.35	0.43	0.37	0.37	0.35	0.45	0.46	0.46	0.39	0.44	0.39	0.43	0.40	0.41	0.47	н.п.о.
MgO	0.88	0.84	0.97	0.91	0.67	1.00	1.39	1.11	1.24	1.31	1.24	1.01	1.18	1.32	1.64	1.62	н.п.о.
CaO	0.01	0.02	0.02	0.02	0.18	н.п.о.	0.17	н.п.о.	0.10	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.05	0.02	н.п.о.	0.12	0.76
Na <sub>2</sub> O	0.06	0.07	0.06	0.12	0.07	0.11	0.07	0.08	0.08	0.06	0.04	0.07	0.03	0.10	0.07	0.08	н.п.о.
NiO	0.16	0.17	0.17	0.18	0.16	0.15	0.20	0.17	0.16	0.18	0.17	0.13	0.18	0.17	0.17	0.17	н.п.о.
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.93	1.57	2.04	1.76	1.42	2.25	1.26	2.80	1.62	1.36	1.52	1.44	1.55	1.57	1.34	1.24	1.74
Сумма	97.16	97.05	97.04	97.27	96.35	97.75	96.47	97.39	97.85	97.41	98.14	97.44	98.08	97.78	96.78	97.06	94.06

**Примечание.** Форма выделения: 1-16 - зерна; 17 – дочерние фазы из включений в клинопироксене. Все анализы выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro (аналитик Л.Н. Поспелова), кроме анализа 17, который выполнен на сканирующем электронном микроскопе LEO143OVP (аналитик М.В. Хлестов). Н.п.о. – ниже пределов обнаружения.

В **Ti-магнетите** оливиновых шонкинитов  $Fe^{+3}$  замещается Al, а  $Fe^{+2}$  - небольшими количествами Ca, Mg и Mn (табл. 26). В Ti-магнетите содержится 2.1-6.4 мас. %  $TiO_2$ , а также отмечается 1.2-2.9 мас. %  $Cr_2O_3$  и 0.15-0.2 мас. % NiO.

#### **5.4. Включения минералообразующих сред в клинопироксенах оливиновых шонкинитов**

##### **5.4.1. Описание расплавных включений**

Расплавные включения обнаружены в клинопироксенах оливиновых шонкинитов. Они малочисленны, встречаются по одиночке, и отнесены к первичным. Включения раскристаллизованы, имеют неправильную или округлую форму, их размер варьирует от 5 до 30 мкм. Дочерние фазы включений представлены светло-бурыми лейстами флогопита (табл. 23, ан. 18, 19), бесцветными зернами калиевого полевого шпата (табл. 24, ан. 17) или альбита (табл. 24, ан. 18), зернами апатита (табл. 25, ан. 17), магнетита (табл. 26, ан. 17), в интерстициях между которыми отмечаются мелкозернистые карбонатно-солевые фазы (рис. 30). В мелкозернистом карбонатно-солевом интерстиционном материале с помощью КР-спектроскопии удалось установить кальцит.

##### **5.4.2. Термометрическое исследование включений и определение состава законсервированных в них расплавов**

Для прогрева отбирались включения, рядом с которыми отсутствовали трещины. Режим прогрева был следующим: включение нагревали до 300 °С, затем при повышении температуры на 50 °С делали пятиминутную выдержку.

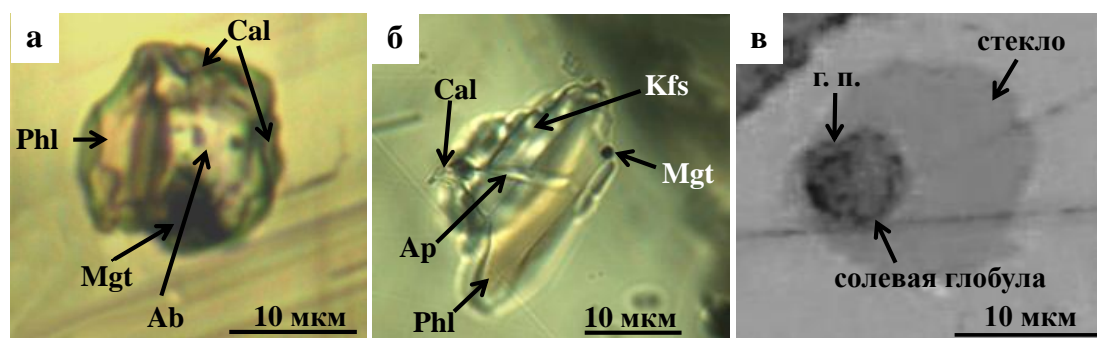


Рис. 30. Силикатно-солевые включения в клинопироксенах оливиновых шонкинитов Инаглинского массива: а, б – до прогрева; в – после прогрева.

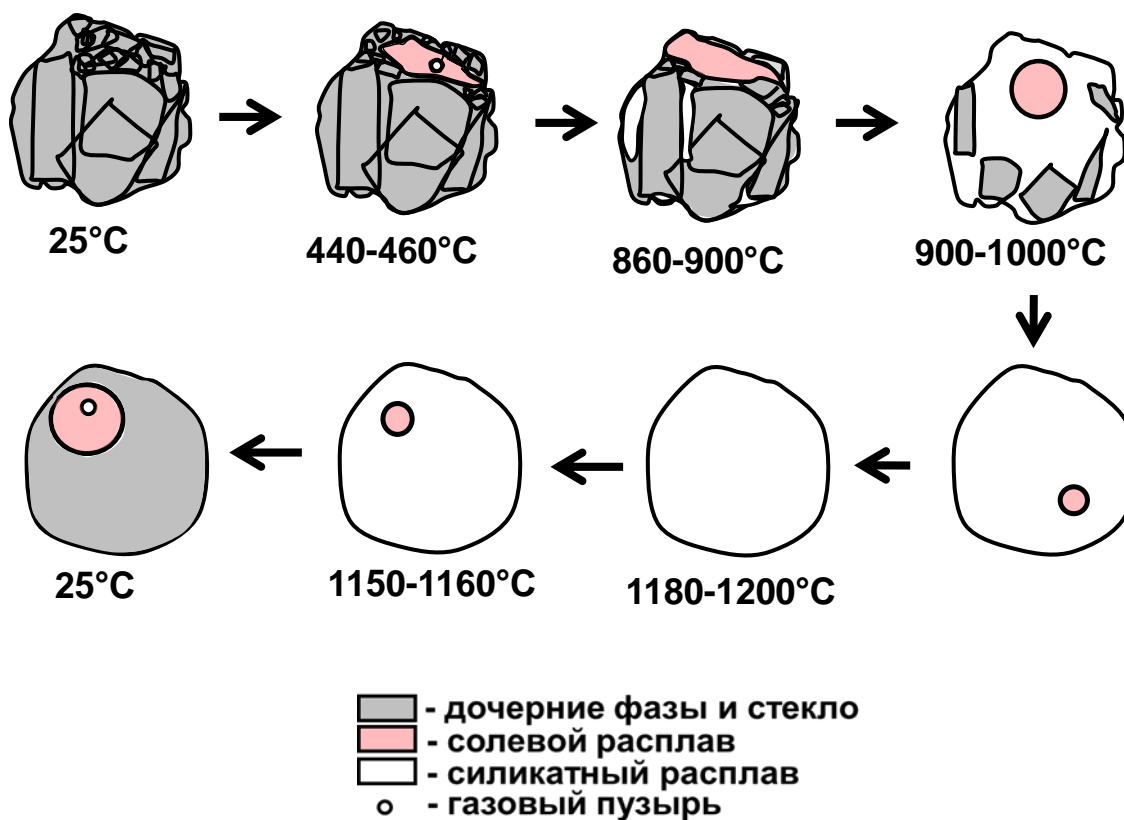


Рис. 31. Поведение силикатно-солевых включений в клинопироксенах Инаглинского массива при прогреве до 1200 °С и охлаждении в микротермокамере с силитовым нагревателем.

В процессе нагревания при 440-460 °С во включениях начиналось плавление карбонатных и солевых фаз с обособлением карбонатно-солевого расплава и 1 или 2 газовых пузырей в нем. При дальнейшем повышении температуры пузыри сливались в один, который затем уменьшался в размере и при 860-900 °С происходила его гомогенизация в карбонатно-солевом расплаве. При 900-1000 °С происходило интенсивное плавление силикатных фаз во включениях и карбонатно-солевой расплав приобретал форму глобулы (рис. 31). При дальнейшем повышении температуры происходило полное плавление силикатной части включений, уменьшение солевой глобулы и при 1180-1200 °С гомогенизация солевого расплава в силикатном. При незначительном снижении температуры до 1150-1160 °С солевая глобула вновь появляется, и при дальнейшем охлаждении постепенно увеличивалась в размере. При комнатной температуре включения в клинопироксенах после прогрева состоят из силикатного стекла и карбонатно-солевой глобулы с газовым пузырьком (рис. 30 в). Подобные фазовые изменения при прогреве наблюдались также в силикатно-карбонатных включениях в мелилитах мелилитолитов вулкана Пиан ди Челли (Сан-Венанцо, Италия) (Stoppa et al., 1997).

При химическом анализе выяснилось, что состав стекол прогретых силикатно-карбонатных включений в диопсиде с  $Mg\# = 0.80$  и  $0.81$  близок к трахибазальтовому и трахиандезибазальтовому составам (табл. 27, ан. 1-2 и 3-5, соответственно). В диопсиде с  $Mg\# = 0.78$  в законсервированных во включениях расплавах закономерно увеличиваются количества Si, Al, щелочей и уменьшаются Mg, Fe, Ca (табл. 27, ан. 6-9), т. е. состав эволюционирует в сторону щелочно-трахитового. Это преобразование отчетливо демонстрируют бинарные диаграммы, построенные на основе кремнезема для силикатных стекол включений в клинопироксенах (рис. 32). Следует отметить, что в стеклах включений присутствует до 0.55 мас. % Cl.

Таблица 27.

Химический состав силикатных стекол включений в диопсидах оливиновых шонкинитов из Инаглинского массива, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	48.80	50.12	52.23	54.88	55.54	56.01	56.85	57.75
TiO <sub>2</sub>	0.83	0.57	0.83	0.80	0.56	0.98	1.12	н.п.о.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.90	9.13	12.26	13.38	13.35	14.83	15.40	20.22
FeO	8.00	5.80	6.51	6.90	5.53	3.99	4.13	2.37
MnO	0.10	н.п.о.	н.п.о.	0.08	0.17	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
MgO	12.79	11.23	7.92	6.19	7.10	5.89	6.10	3.15
CaO	17.35	16.01	11.97	9.71	9.19	5.34	3.92	2.69
K <sub>2</sub> O	2.96	2.09	3.73	4.22	4.17	7.85	8.61	9.70
Na <sub>2</sub> O	1.17	1.14	1.66	2.35	2.33	3.57	3.67	4.26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	н.п.о.	0.41	0.44	0.51	0.52	0.76	н.п.о.	н.п.о.
Cl	0.17	0.04	0.06	0.05	0.55	0.22	0.26	0.12
Сумма	98.07	96.54	97.61	99.07	99.01	99.44	100.06	100.26

**Примечание.** Все анализы выполнены на сканирующем электронном микроскопе LEO1430VP (аналитик Н.С. Карманов), кроме анализа 5, который выполнен рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro (аналитик Л.Н. Пospelова). Н.п.о. – ниже предела обнаружения.

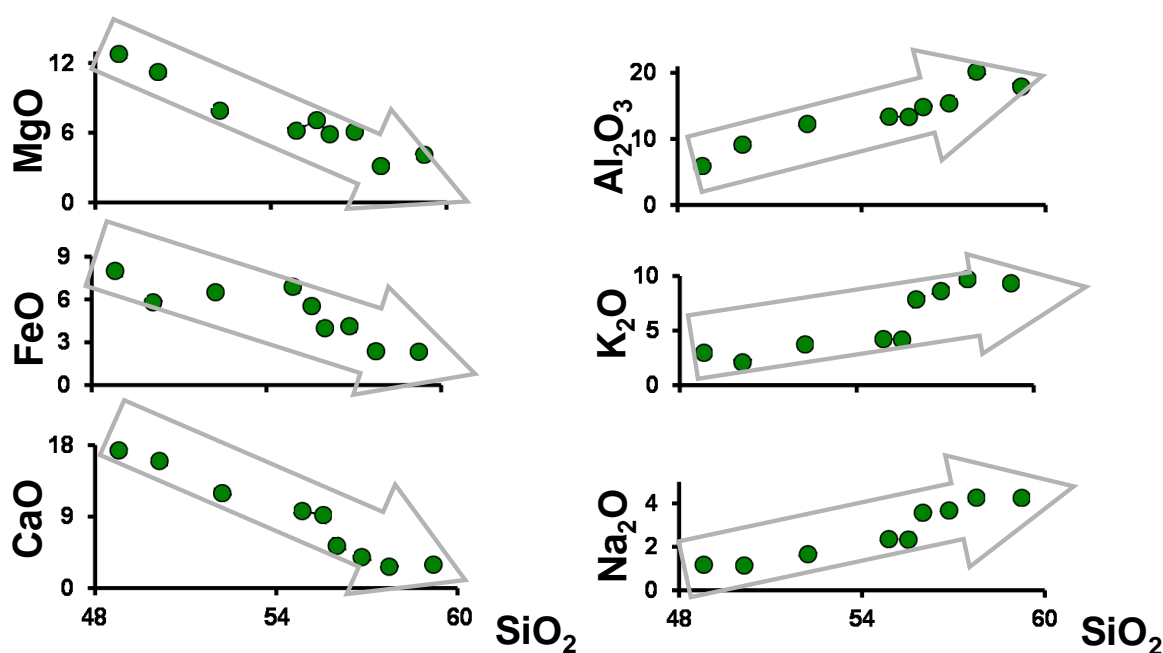


Рис. 32. Бинарные диаграммы соотношений окислов в силикатных стеклах включений из диопсидов оливиновых шонкинитов Инаглинского массива в зависимости от SiO<sub>2</sub>.

**Таблица 28.**

Химический состав глобул из включений в диопсиде Инаглинского массива (1), карбонатитов Форт-Портала (Уганда) (2) и солевых включений из мелилит-оливиновых пород вулкана Пиан ди Челли (Италия) (3), в мас. %

Компонент	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	17.2 - 23.2	17.1	18.5 - 24
TiO <sub>2</sub>	0.4 - 1	2.3	0.7 - 2.3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.7 - 6.1	5.6	2.4 - 4
FeO	2.6-4.9	10.2	3.0 - 5.4
MnO	0.1 - 0.13	0.3	0.1 - 0.2
MgO	3.1 - 5.1	7.4	5.0 - 11.6
CaO	18.3 - 22.8	28.4	19.5 - 32.3
K <sub>2</sub> O	1.9 - 4.9	1.0	1.5 - 2.0
Na <sub>2</sub> O	1.8 - 4	1.2	0.3 - 1.1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.9 - 1.67	1.9	0.1 - 1.1
BaO	0 - 0.14	-	до 0.1
SrO	0.06 - 0.5	0.52	0.6 - 0.8
Cl	0.33 - 1.3	н.п.о.	0.1 - 0.2
SO <sub>3</sub>	0.2 - 1.3	-	0.1 - 1.12
F	-	0.12	-
CO <sub>2</sub>	-	15.38	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	4.41	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	2.09	-
Сумма	50.4 - 64.5	97.92	55.0 - 67.8

**Примечание.** 1-наши данные; 2 - по Белоусову и др., 1974; 3- по Паниной и др., 2003.  
Прочерк - элемент не определялся. Н.п.о. - ниже предела обнаружения.



В составе карбонатно-солевых глобул в диопсидах отмечается (табл. 28, ан. 1): 17.2-23.2 мас. %  $\text{SiO}_2$  и 18.3-22.8 мас. %  $\text{CaO}$ , а также (мас. %): 0.4-1  $\text{TiO}_2$ , 1.7-6.1  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 2.6-4.9  $\text{FeO}$ , 0.1-0.13  $\text{MnO}$ , 3.1-5.1  $\text{MgO}$ , 1.8-4  $\text{Na}_2\text{O}$ , 1.9-4.9  $\text{K}_2\text{O}$ , 0.9-1.67  $\text{P}_2\text{O}_5$ , 0-0.14  $\text{BaO}$ , 0.06-0.5  $\text{SrO}$ , 0.33-1.3  $\text{Cl}$ , 0.2-1.3  $\text{SO}_3$ .

## **5.5. Геохимия оливиновых шонкинитов, клинопироксенов и гомогенизированных расплавных включений**

**Оливиновые шонкиниты** значительно обогащены редкими элементами (табл. 29, ан. 1, 2) относительно примитивной мантии. Так, содержание LILE превышает мантийный уровень примерно на 2 порядка, LREE - примерно на 1-1.5 порядка, а HFSE и HREE – менее, чем на 1 порядок. На мультиэлементных спектрах с нормированием элементов по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) кривая оливиновых шонкинитов имеет отрицательный наклон, при этом отчетливо видно, что порода наиболее обогащена LILE, LREE и менее HREE (рис. 33). На кривой отмечаются отрицательные аномалии Nb, Hf, Zr и Ti.

**Стекла прогретых первичных включений** в клинопироксенах из оливиновых шонкинитов Инаглинского массива обогащены редкими элементами (табл. 29, ан. 3-4). На мультиэлементных спектрах с нормированием элементов по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) кривые для стекол включений имеют, также как и породы, отрицательный наклон (рис. 33). На кривых отмечаются небольшая положительная Sr аномалия, и глубокие отрицательные – для Nb, Ti и Th. Надо отметить, что содержания редких элементов в стеклах включений и в оливиновых шонкинитах являются близкими. На мультиэлементных спектрах (рис. 33) видно, что кривые стекол включений и оливиновых шонкинитов имеют одинаковую конфигурацию. Однако, по сравнению со стеклами включений, в

Таблица 29.

Микроэлементный состав оливиновых шонкинитов, диопсида и прогретых расплавных включений из Инаглинского массива, ppm

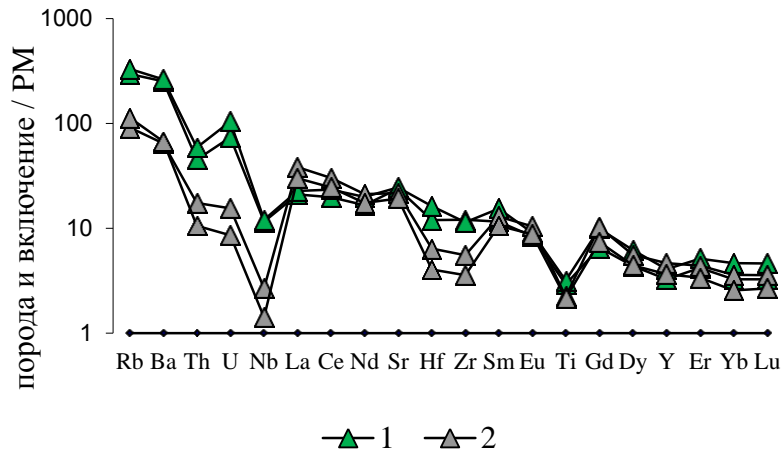
Элементы и их соотношения	Оливиновый шонкинит		Включения в диопсиде		Диопсид
	1**	2***	3	4	5
Cr	738.9	697.8	311	439.3	1237.8
Ti	2997	2877	3789.3	4114.1	4048.5
V	100.82	95.2	163.5	171.1	96.6
K	12368	13447	-	-	-
Rb	58	72	187.8	210.5	5.89
Sr	457	406	502.8	518.7	505.5
Ba	452	469	1765.8	1840.4	0.55
Nb	1.92	1.01	8.25	8.60	0.27
Cs	1.49	1.95	14.25	13.15	0.01
Ta	н.п.о.	н.п.о.	0.53	0.59	0.34
Zr	62	40	135.1	128	59.9
Hf	1.97	1.25	3.71	5.02	2.94
Y	21	16.6	14.86	18.51	28.87
La	26	21	14.51	15.67	11.43
Ce	54	44	35.20	41.66	37.74
Nd	29	24	22.49	26.89	35.41
Sm	5.8	4.7	5.15	6.84	9.72
Eu	1.75	1.47	1.41	1.53	3.03
Gd	6.1	4.4	3.89	5.93	8.07
Dy	4.1	3.3	3.21	4.57	6.29
Er	2.1	1.62	2.02	2.47	3.33
Yb	1.78	1.26	1.61	2.30	3.26
Lu	0.27	0.20	0.24	0.34	0.49
Th	1.48	0.90	3.85	5.01	0.14
U	0.33	0.18	1.55	2.20	0.02
La/Yb <sub>n</sub>	10.25	11.38	6.27	4.74	2.43
Eu/Eu*	0.89	0.97	0.92	0.71	1.01

**Примечание.** В оливиновых шонкинитах также присутствует (ppm): \*\* 354 Ni, 73 Co, 43 Sc, 7.1 Pr, 0.8 Tb, 0.27 Tm, 0.8 Ho. \*\*\* 338 Ni, 67 Co, 33 Sc, 5.8 Pr, 0.7 Tb, 0.24 Tm, 0.6 Ho.

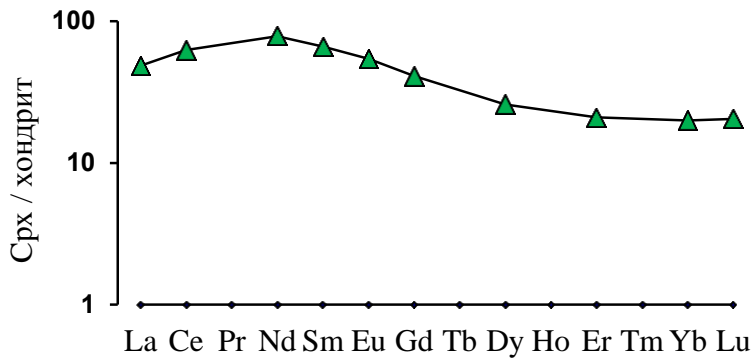
Анализы № 1-2 выполнены методом ICP-MS. Аналитик И.В. Николаева.

Анализы № 3-5 выполнены методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (филиал Физико-технологического института РАН, г. Ярославль).

Прочерк - элемент не определялся. Н.п.о. – ниже пределов обнаружения.



**Рис. 33.** Нормированные на примитивную мантию (по Sun, McDonough, 1989) мультиэлементные спектры оливиновых шонкинитов Инаглинского массива и гомогенизированных включений в диопсиде. 1 – силикатные стекла прогретых включений в диопсиде, 2 – оливиновый шонкинит.



**Рис. 34.** Нормированный на хондрит (по Anders, Grevesse, 1989) редкоземельный спектр клинопироксенов из оливиновых шонкинитов Инаглинского массива.

поросе содержится несколько меньше Rb, Ba, Th, U и HFSE (Nb, Hf, Zr, Ti).

Содержание воды в стеклах включений из клинопироксенов оливиновых шонкинитов составляет 0.15-0.18 мас. % (табл. 29, ан. 3-4).

**Диопсиды**, согласно анализу, существенно обогащены редкими элементами (табл. 29, ан. 5). На редкоземельном спектре диопсида, нормированного к хондриту (Anders, Grevesse, 1989), отмечается преобладания LREE и MREE по сравнению с HREE (рис. 34).

## 5.6. Обсуждение результатов

По результатам выполненного комплексного исследования оливиновых шонкинитов Инаглинского массива установлены их следующие особенности:

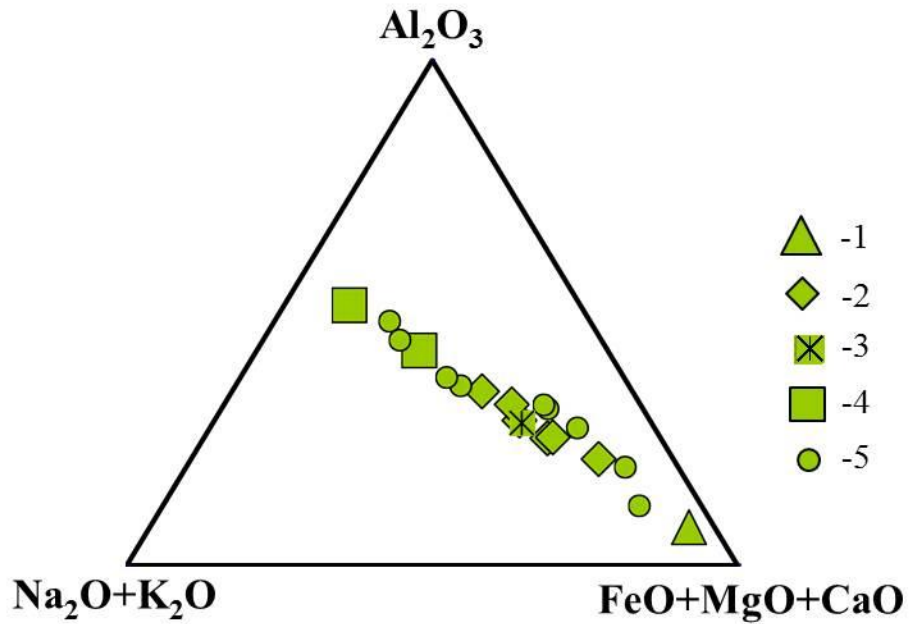
1. Диопсид в исследуемых породах кристаллизовался из гомогенного силикатно-солевого расплава при температуре 1180-1200 °С. Об этом свидетельствуют проведенные термометрические исследования первичных силикатно-солевых включений в диопсидах (рис. 31). В их ходе выяснилось, что полная гомогенизация включений происходила при 1180-1200 °С, а при незначительном охлаждении - 1150-1160 °С отмечалось разделение гомогенного силикатно-солевого расплава на силикатный расплав и карбонатно-солевою глобулу. Близкие температуры гомогенизации были получены на Инаглинском массиве для раскристаллизованных силикатных включений в клинопироксенах (1200-1220 °С) и в оливинах (1280-1250 °С) шонкинитов (Чепуров, 1972).

В процессе кристаллизации диопсидов состав силикатного расплава (без учета карбонатно-солевой глобулы) изменялся от трахибазальтового к щелочнотрахитовому (табл. 27). На треугольной диаграмме  $Al_2O_3 - (FeO+MgO+CaO) - (Na_2O+K_2O)$  (рис. 35) видно, как в ходе кристаллизации в расплавах уменьшаются содержания кальция, железа, магния и увеличиваются количества алюминия, кремнезема, щелочей, т.е. отчетливо

вырисовывается тренд, характерный для эволюционирующих щелочно-базальтоидных расплавов. На этом же тренде располагаются рассматриваемые оливиновые шонкиниты и присутствующие на массиве щелочные габброиды, меланократовые щелочные сиениты и пуласкиты (Костюк и др., 1990; Корчагин, 1996). Такой тренд может свидетельствовать о формировании всей серии рассматриваемых пород Инаглинского массива из одной материнской щелочно-базитовой магмы при проявлении в ней процессов кристаллизационной дифференциации.

2. Присутствующие в силикатном расплаве первичных включений в диопсиде карбонатно-солевые глобулы имели щелочно-карбонатный состав и были обогащены S и Cl (табл. 28, ан. 1). Такой состав глобул сопоставим с составами карбонатитовых лав Восточно-Африканских рифтов (Белуосов и др., 1974; Eby et al., 2009) (табл. 28, ан. 2) и с составами карбонатитового расплава из включений оливин-мелилитовых пород вулкана Пиан ди Челли (Италия) (Панина и др., 2003) (табл. 28, ан. 3). Вероятнее всего, при температурах ниже 1180 °C в магматической камере при наступлении неравновесных условий могло произойти разделение расплава на несмешиваемые силикатные и карбонатно-солевые фракции. Об этом, в частности, говорят исследования многофазовых силикатно-солевых включений в хромдиопсидах из хромдиопсид-флогопит-ортоклазовых жил Инаглинского массива (Наумов и др., 2008). На основе этого исследования авторами был сделан вывод о том, что кристаллизация хромдиопсида происходила из гетерогенного силикатного расплава, в котором находились в виде эмульсии солевые глобулы преимущественно сульфатного состава.

3. Геохимические исследования показали, что оливиновые шонкиниты Инаглинского массива и содержащиеся в зернах диопсида стекла гомогенизированных расплавных включений имеют близкие содержания редких элементов и по сравнению с примитивной мантией обогащены ими.



**Рис. 35.** Диаграмма составов пород и силикатных стекол включений в клинопироксенах оливиновых шонкинитов Инаглинского массива в системе  $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{FeO}+\text{MgO}+\text{CaO}) - (\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ . Породы: 1 – оливиновые шонкиниты, 2 – щелочные габброиды\*, 3 – меланократовые щелочные сиениты\*, 4 – пуласкиты\*. Стекла включений в клинопироксенах – 5.

\* - по данным В.П. Костюка с соавторами (1990).

Высокие концентрации LILE (K, Rb, Ba) и LREE в оливиновых шонкинитах и гомогенизированных включениях, вероятно, указывают на обогащенный мантийный источник, а наличие отрицательных аномалии HFSE и Ti является одним из характерных признаков магматических пород, формировавшихся при участии корового материала (Кононова и др., 1995). Некоторая деплетированность HREE относительно LREE в оливиновых шонкинитах, диопсидах и стеклах включений (рис. 33, 34), а также высокие отношения  $La/Yb_n$  в оливиновых шонкинитах и стеклах включений (табл. 29, ан. 1-4) могут свидетельствовать о возможном присутствии в мантийном очаге граната. При частичном плавлении такого источника в примитивном расплаве обычно увеличивается количество LREE, а HREE сохраняются в гранате. Следовательно, образование оливиновых шонкинитов, вероятно, происходило из обогащенного мантийного источника, располагающегося на глубинах существования гранат-содержащих ассоциаций.

Таким образом, можно сформулировать третье защищаемое положение:

**Клинопироксен в оливиновых шонкинитах Инаглинского массива кристаллизовался при 1180-1200°C из гомогенного силикатно-солевого расплава, который при более низких температурах в условиях закрытой системы включений распадался на несмешиваемые силикатные и карбонатно-солевые фракции. Состав силикатной составляющей эволюционировал от трахибазальтового к щелочно-трахитовому. Карбонатно-солевая фракция имела щелочно-карбонатный состав и была обогащена S и Cl.**

## Глава 6. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ИССЛЕДУЕМЫХ КАЛИЕВЫХ БАЗИТОВЫХ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛДАНА

В ходе исследований были изучены оливиновые шонкиниты, биотитовые шонкиниты, минетты и щелочно-базитовые породы из массивов Центрально-Алданского района. Из них наименее дифференцированными и наиболее магнезиальными ( $MgO = 19.5$  мас. %) явились оливиновые шонкиниты Инаглинского массива, далее идут биотитовые шонкиниты Рябинового массива ( $MgO = 10.5-11$  мас. %), а наиболее дифференцированными и наименее магнезиальными ( $MgO = 6-7$  мас. %) являются минетты того же массива и щелочно-базитовые породы Ыллымахского массива.

В итоге было установлено следующее:

1. Во всех исследованных породах *одноименные породообразующие минералы имеют достаточно близкие и закономерно изменяющиеся химические составы*. Оливин в оливиновых шонкинитах Инаглинского массива и ксенокристы оливина в щелочно-базитовых породах Ыллымахского массива имеют близкий высокомагнезиальный состав –  $Fo_{73-80}$  и  $Fo_{72-76}$ , соответственно. Клинопироксены (рис. 36) в оливиновых шонкинитах Инаглинского массива представлены диопсидом с  $Fe\# = 0.19-0.22$ , в щелочно-базитовых породах Ыллымахского массива – диопсидом с  $Fe\# = 0.16-0.29$ , а в породах Рябинового массива - как диопсидом с  $Fe\# = 0.22-0.39$ , так и эгирин-авгитом с  $Fe\# = 0.39-0.48$  (рис. 21). В оливиновых шонкинитах Инаглинского массива Fe-Mg слюда соответствует составу флогопита, в биотитовых шонкинитах Рябинового массива – флогопиту и биотиту, а в минеттах Рябинового массива (наименее магнезиальных и



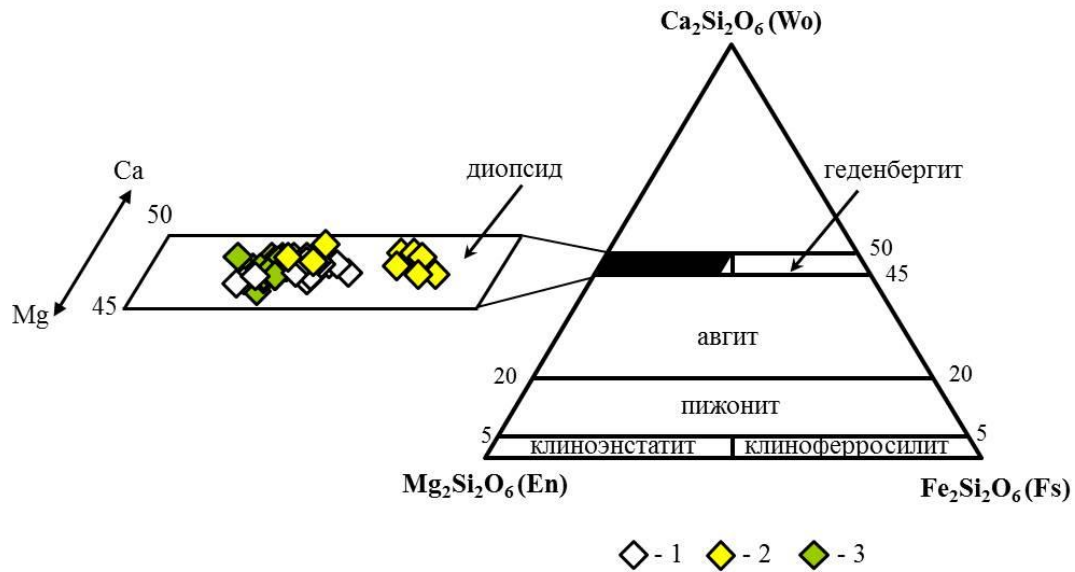


Рис. 36. Составы клинопироксенов (приведенные в формульных единицах) из калиевых базитовых пород Центрального Алдана на треугольной диаграмме Wo-En-Fs (Morimoto, 1989).

1 – диопсид щелочно-базитовых пород Ыллымахского массива, 2 – диопсид биотитовых шонкинитов и минетт Рябинового массива, 3 – диопсид оливиновых шонкинитов Инаглинского массива.

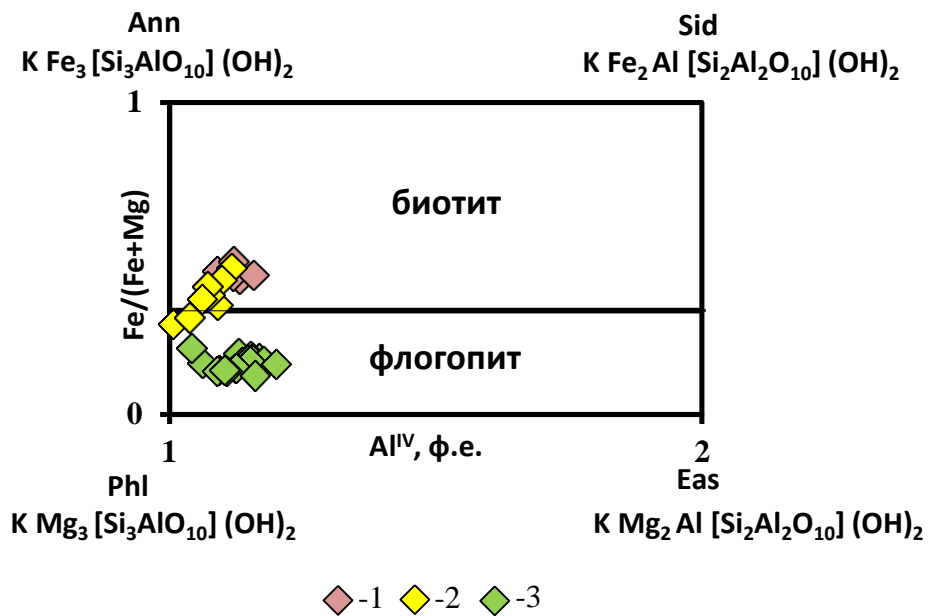
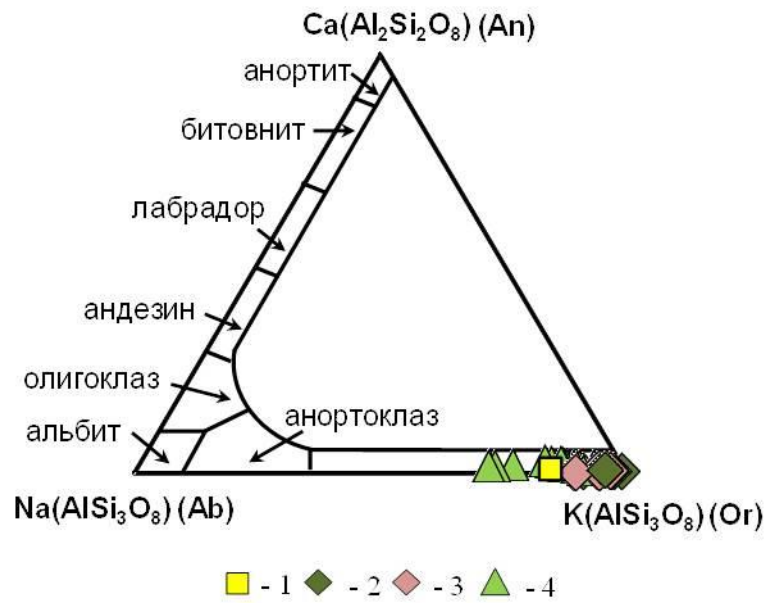


Рис. 37. Составы лейст Fe-Mg слюд из калиевых базитовых пород Центрального Алдана на диаграмме Ann-Sid-Phl-Eas (Rieder et al., 1998). Граница между биотитом и флогопитом проведена по У.А. Диру с соавторами (1966).

1 – из минетт Рябинового массива, 2 – из биотитовых шонкинитов Рябинового массива, 3 – из оливиновых шонкинитов Инаглинского массива.



**Рис. 38. Составы зерен полевых шпатов из калиевых базитовых пород Центрального Алдана на треугольной диаграмме An-Ab-Or.**

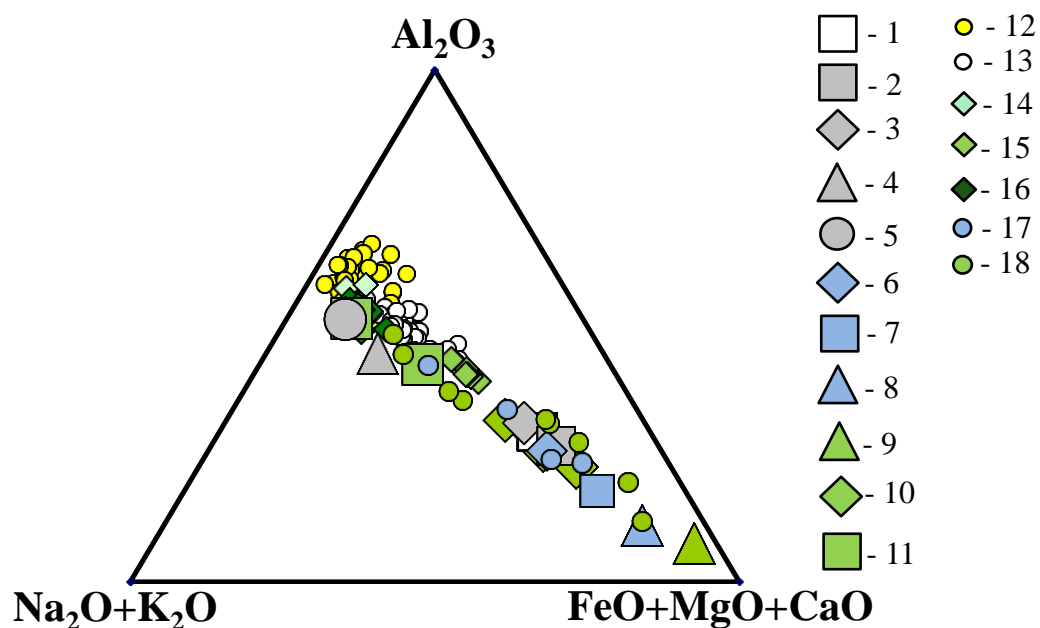
1 – из щелочно-базитовых пород Ыллымахского массива, 2 – из биотитовых шонкинитов Рябинового массива, 3 – из минетт Рябинового массива, 4 – из оливиновых шонкинитов Инаглинского массива.

наиболее дифференцированных породах) – только биотиту (рис. 37). Состав зерен полевых шпатов во всех породах соответствует ортоклазу (рис. 38).

2. С помощью термобарогеохимических методов было выявлено, что все исследуемые породы кристаллизовались из исходных расплавов, которые были обогащены  $Cl$ ,  $S$  и редкими элементами. Расплавы для оливиновых шонкинитов и биотитовых шонкинитов, кроме того, были обогащены  $CO_2$ , а для щелочно-базитовой породы Ыллымахского массива -  $F$ .

Наиболее магнезиальный ( $MgO = 12.8$  мас. %; табл. 27, ан. 1) и, вероятно, наименее дифференцированный расплав был зафиксирован во включениях в диопсидах оливиновых шонкинитов Инаглинского массива, который близок трахибазальтовому составу. Более дифференцированный и менее магнезиальный ( $MgO = 9.6$  мас. %; табл. 17, ан. 1) расплав был обнаружен в диопсиде биотитовых шонкинитов Рябинового массива, который соответствует тефритовому составу. И наименее магнезиальный ( $MgO = 3.6-2.9$  мас. %; табл. 8, ан. 1-3) расплав был установлен во включениях в диопсидах щелочно-базитовых пород Ыллымахского массива, который был близок к тефрито-фонолитовому составу.

Необходимо отметить, что зафиксированные силикатные расплавы из включений в оливиновых шонкинитах, биотитовых шонкинитах и щелочно-базитовых породах с понижением температуры и кристаллизацией минералов изменяются в одинаковом направлении и образуют единый тренд эволюции (рис. 39). В ходе кристаллизации силикатных расплавов происходит уменьшение содержания  $MgO$ ,  $FeO$ ,  $CaO$  и увеличение  $Al_2O_3$ , щелочей, что характерно для кристаллизационной дифференциации щелочно-базальтоидных расплавов (Боуэн, 1934; Панина, 1993). На этот же тренд ложатся породы Ыллымахского и Инаглинского массивов, а также биотитовые шонкиниты, щелочные пикриты и минетты Рябинового массива. Это может свидетельствовать о том, что рассматриваемые



**Рис. 39.** Диаграмма составов пород и силикатных стекол включений в минералах исследуемых пород в системе  $Al_2O_3 - (FeO+MgO+CaO) - (Na_2O+K_2O)$ .

1-11 - породы: 1-5 - Ыллымахский массив (1 - щелочно-базитовые дайковые породы, 2 - те же породы за вычетом ксенокристов оливина, 3 - малиньит\*, 4 - псевдолейцитовый фонолит\*; 5 - пуласкит\*); 6-8 - Рябиновый массив (6 - биотитовые шонкиниты, 7 - щелочные пикриты\*\*; 8 - минетты); 9-11 - Инаглинский массив (9 - оливиновые шонкиниты, 10 - щелочные габброиды\*, 11 - пуласкиты\*).

\* - составы пород по Костюку с соавторами (1990); \*\* - составы пород по Шарыгину (1993).

12-18 - стекла включений: 12-16 - в щелочно-базитовых породах Ыллымахского массива (12 - вторичные непрогретые в оливине, 13 - вторичные прогретые в оливине, 14 - первичные непрогретые в клинопироксене, 15 - первичные прогретые в ядре клинопироксена, 16 - первичные прогретые в кайме клинопироксена; 17 - прогретые в клинопироксенах биотитовых шонкинитов Рябинового массива; 18 - первичные прогретые в клинопироксенах оливиновых шонкинитов Инаглинского массива.

породы Ыллымахского, Инаглинского и Рябинового массивов могли сформироваться из родоначальных магм, близких к щелочно-базитовому составу в процессе проявления в них кристаллизационной дифференциации.

3. На основании изучения включений было доказано, что *при кристаллизации оливинных шонкинитов Инаглинского массива при температурах ниже 1180 °С и биотитовых шонкинитов Рябинового массива при температурах выше 1120-1190 °С в расплавах проявились процессы силикатно-солевой несмесимости*. Отделившиеся от силикатных расплавов солевые расплавы имели щелочно-карбонатный состав и были обогащены S и Cl. На Рябиновом массиве присутствовали также кальцитовые карбонатитовые расплавы. Возможность проявления процессов силикатно-солевой несмесимости в щелочно-базитовых расплавах подтверждаются экспериментальными данными исследования синтетических и природных щелочных систем (Freeston, Hamilton, 1980; Kjarsgaard, Hamilton, 1988, 1989; Brooker, Hamilton, 1990; Brooker, 1998). Установлено, что проявление силикатно-карбонатной несмесимости возможно в широком интервале температур и давлений, а также зависит от состава исходного силикатного расплава, его флюидонасыщенности и фугитивности кислорода. Область проявления силикатно-карбонатной несмесимости расширяется при увеличении давления CO<sub>2</sub> и возрастании количества щелочей, но при давлении ниже 1 кбар несмесимость может исчезнуть и расплав станет снова гомогенным.

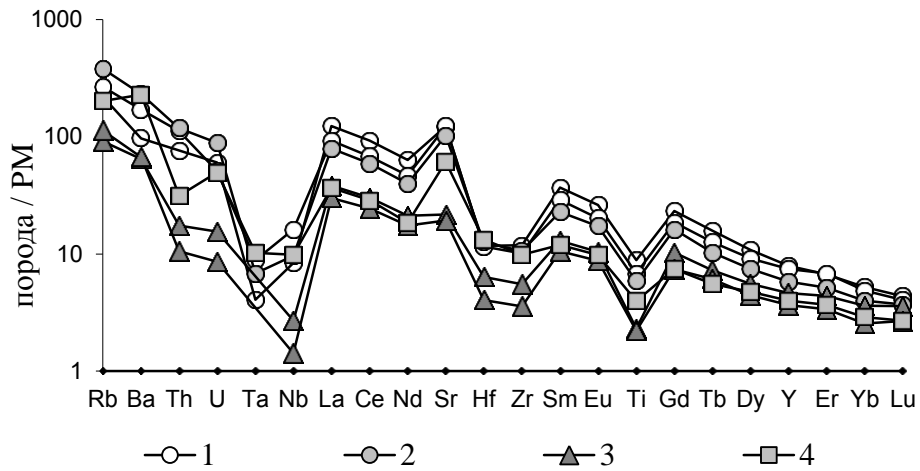
В недосыщенных силикатных расплавах (по данным Wallace, Green, 1988; Hamilton, Kjarsgaard, 1993; Lee, Wyllie, 1997; Chalot-Prat, Arnold, 1999) главными факторами, вызывающими силикатно-карбонатное расщепление, являются критическое содержание Ca, щелочей и высокое давление летучих, преимущественно CO<sub>2</sub>, а также F, Cl, S, которые играют роль катализаторов расслоения. Полагают, что летучие из-за высокой активности щелочей не

могут отделиться от расплава в виде газовой фазы. Это приводит к изменению структуры щелочных алюмосиликатных расплавов и создает условия для возникновения силикатно-солевой несмесимости.

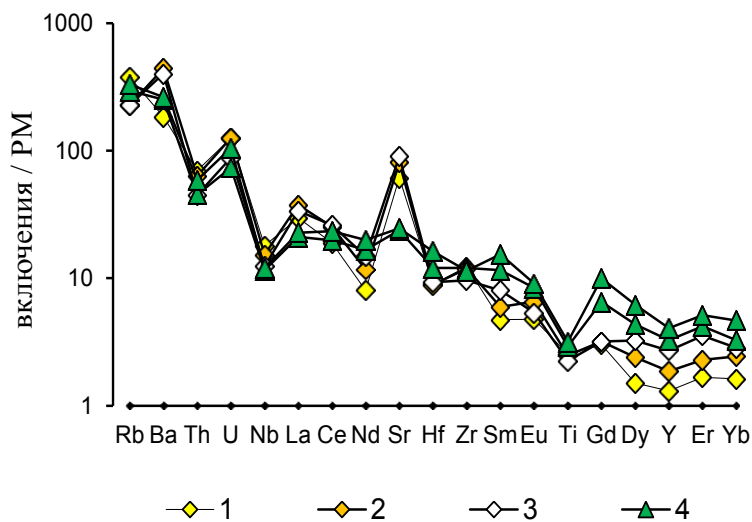
Экспериментальные работы Н.И. Сук (2001) подтверждают возможность разделения карбонатно-солевых жидкостей на более простые фракции. Ею было проведено экспериментальное исследование несмесимости силикатно-карбонатных систем при  $T = 1100$  и  $1250$  °C и  $P = 2$  кбар, моделирующее отделение карбонатно-солевых жидкостей от силикатных расплавов. Было установлено, что при добавлении в систему щелочей, Cl, F и P в отделившемся карбонатно-солевом расплаве возникает неоднородность и появление несмесимых фракций: щелочно-фосфатных, щелочно-хлоридных, фторидных, Са-карбонатных. Было установлено, что расширению области расслоения расплавов способствует повышение давления и снижение температуры.

4. Проведенные геохимические исследования показали, что все исследуемые *породы* имеют близкие содержания редких элементов и значительно обогащены ими относительно примитивной мантии. На мультиэлементных спектрах с нормированием элементов по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) кривые исследуемых пород имеют отрицательный наклон и практически одинаковую конфигурацию (рис. 40). Для всех пород характерны высокие содержания LILE, некоторая деплетированность HREE относительно LREE, на всех спектрах отмечаются глубокие отрицательные HFSE (Ta, Nb, Hf, Zr), Ti аномалии и небольшая положительная Sr аномалия.

Необходимо отметить, что высокие содержания LILE, некоторая деплетированность HREE относительно LREE, а также наличие отрицательных HFSE и Ti аномалий ранее отмечались почти для всех



**Рис. 40. Нормированные на примитивную мантию (по Sun, McDonough, 1989) мультиэлементные спектры исследуемых пород Центрального Алдана. 1 – биотитовый шонкинит Рябинового массива, 2 – минетта Рябинового массива, 3 – оливиновый шонкинит Инаглинского массива, 4 – щелочно-базитовая порода Ыллымахского массива.**



**Рис. 41. Нормированные на примитивную мантию (по Sun, McDonough, 1989) мультиэлементные спектры гомогенизированных включений. 1-3 – включения из минералов щелочно-базитовой породы Ыллымахского массива: 1 - из промежуточной зоны зерна диопсида, 2 - из краевой зоны зерна диопсида, 3 - из оливина. 4 - включения из диопсида оливиновых шонкинитов Инаглинского массива.**

калиевых пород Центрального Алдана (Еремеев и др., 1992; Кононова и др., 1995; Mues-Schumacher et al., 1996; Первов и др., 1997; Богатиков, Кононова, 1999).

*Закаленные стекла включений* в минералах щелочно-базитовых пород Ыллымахского массива и оливиновых шонкинитов Инаглинского массива также имеют близкие содержания редких элементов и значительно обогащены ими относительно примитивной мантии. На мультиэлементных спектрах с нормированием элементов по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) кривые закаленных стекол включений имеют отрицательный наклон и практически одинаковую конфигурацию (рис. 41). Для всех стекол включений, также как и для исследуемых пород, характерны высокие содержания LILE, некоторая деплетированность HREE относительно LREE, наличие отрицательных Nb, Ti аномалий и положительной Sr аномалии.

*Клинопироксены* во всех исследуемых породах также имеют близкие содержания редких элементов и практически одинаковый характер редкоземельных спектров (рис. 42), которые похожи на таковые в щелочных базальтах Центральной Франции (Леснов, 2007).

Близость высоких содержаний редких элементов и конфигураций мультиэлементных спектров в исследуемых породах, гомогенизированных включениях и клинопироксенах свидетельствует о том, что образование материнских магм всех исследуемых пород происходило из источников близкого состава. Высокие концентрации LILE (K, Rb, Ba) и LREE во всех исследуемых породах и гомогенизированных включениях, вероятно, указывают на обогащенный мантийный источник. Некоторая деплетированность HREE относительно LREE в изучаемых породах, гомогенизированных включениях и клинопироксенах может свидетельствовать о том, что источники магмы для исследуемых пород,



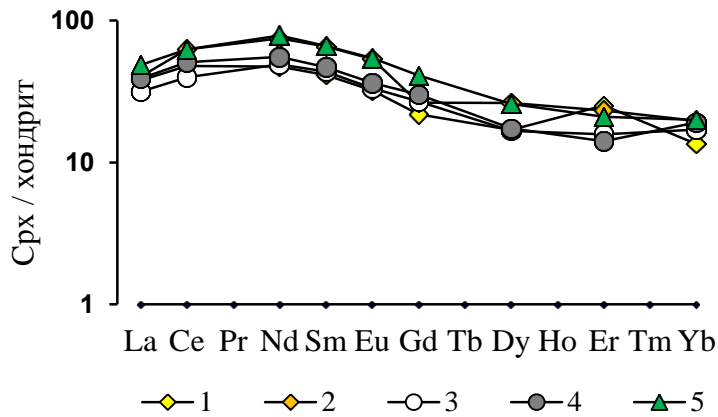


Рис. 42. Нормированные на хондрит (по Anders, Grevesse, 1989) редкоземельные спектры клинопироксенов из исследуемых пород. Ыллымахский массив: 1 – промежуточная зона диопсида, 2 – краевая зона диопсида; Рябиновый массив: 3 – диопсид, 4 – эгирин-авгит; Инаглинский массив: 5 – диопсид.

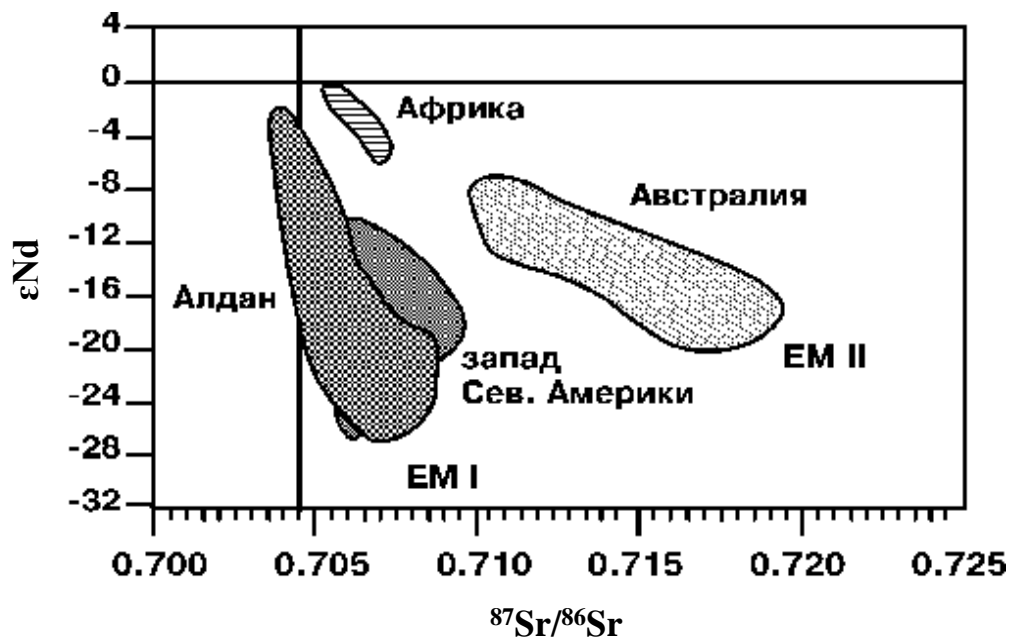


Рис. 43. Изотопные отношения стронция и неодиима в калиевых породах Алдана, Австралии и некоторых других регионах Земли. (Отношение изотопов стронция рассчитано на момент образования пород). Диаграмма О.А. Богатикова и В.А. Кононовой (1999).

по-видимому, располагались в мантии, на глубинах существования гранат-содержащих ассоциаций. Вместе с тем, отрицательные величины  $\epsilon$  Nd для калиевых пород Центрального Алдана указывают на древний (докембрийский) возраст их источника (Кононова и др., 1995). Н.В. Еремеев с соавторами (1992) и В.А. Кононова с соавторами (1994, 1995) также считают, что отрицательная аномалия HFSE и Ti, типичная для калиевых пород Центрального Алдана, является одним из характерных признаков влияния на магмообразование корового материала. Данные исследователи, исходя из высоких концентраций LILE (K, Rb, Ba, Cs) в калиевых породах предполагают, что мантия в этом регионе была метасоматизирована под воздействием флюидов, источником которых могла быть только кора. Это предположение подкрепляется геофизическими данными: на Центральном Алдане была зафиксирована древняя зона субдукции под центрами калиевого магматизма (Абрамов, 1993). Исходя из низких отрицательных отношений  $\epsilon$  Nd и высоких  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношений, соответствующих 0.70480-0.707023, О.А. Богатиков и В.А. Кононова (1999) пришли к выводу, что источником калиевых пород Центрального Алдана является обогащённая древняя (докембрийская) мантия так называемого первого типа (EM I) (рис. 43).

Интенсивный всплеск калиевого магматизма на Алдане в позднемезозойское время исследователи (Кононова и др., 1995) связывают с раскрытием глубинных разломов, повышением уровня геотерм и плавлением древнего обогащенного мантийного источника в результате проявления субдукции океанической коры Монголо-Охотского бассейна на юго-востоке Алданского щита (Парфенов, 1984; Максимов, 2003).

Таким образом, по мнению большинства исследователей материнские магмы для калиевых пород Алдана образовались из близких источников, отвечающих, вероятно, обогащенной древней литосферной мантии.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате комплексного термобарогеохимического исследования калиевых базитовых пород Центрального Алдана было установлено, что:

1. Рассматриваемые породы Центрально-Алданского района кристаллизовались из исходных щелочно-базитовых расплавов, обогащенных Cl, S и редкими элементами. Расплавы для оливиновых шонкинитов Инаглинского массива и биотитовых шонкинитов Рябинового массива были также обогащены  $\text{CO}_2$ , а для щелочно-базитовой породы Ыллымахского массива – F.

2. Кристаллизация клинопироксена происходила:

- в щелочно-базитовых породах Ыллымахского массива при 1200-1240 °С из гомогенного расплава;
- в оливиновых шонкинитах Инаглинского массива при 1180-1200 °С из гомогенного расплава, который при понижении температуры, вероятно, распался на несмешиваемые силикатные и карбонатно-солевые фракции;
- в биотитовых шонкинитах Рябинового массива при 1120-1190 °С из гетерогенного расплава, состоящего из несмешиваемых силикатных, карбонатно-солевых и карбонатных фракций.

3. Силикатные расплавы при кристаллизации клинопироксенов в исследуемых базитовых породах Рябинового, Инаглинского, Ыллымахского массивов эволюционировали от тефритовых, трахибазальтовых и тефрито-фонолитовых к фонолитовым и щелочно-трахитовым. В ходе эволюции в силикатных расплавах уменьшались количества MgO, CaO, FeO, и увеличивались  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и щелочей, что характерно для эволюционирующих щелочно-базальтоидных расплавов при проявлении в них процессов кристаллизационной дифференциации.

4. Единый тренд эволюции законсервированных в клинопироксенах расплавов и составов магматических пород, присутствующих в рассматриваемых массивах, дает основание предполагать, что широкий спектр последних мог сформироваться из магм, близких к щелочно-базитовому составу в процессе проявления в них кристаллизационной дифференциации.
5. Карбонатно-солевые расплавы Рябинового и Инаглинского массивов были обогащены щелочами, S и Cl.
6. Материнские магмы всех исследуемых пород образовались из близких источников, располагающихся на глубинах существования гранат-содержащих ассоциаций и отвечающих, вероятно, обогащенной мантии.

**СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

- Абрамов В.А.* Структура и динамика тектоносферы Алданского щита. ч. 1, 2. Владивосток: Дальнаука, 1993. 161 и 216 с.
- Андреева Е.Д., Баскина В.А., Богатилов О.А., Бородаевская М.Б., Гоньшакова В.И., Егоров Л.С., Ефремова С.В., Коваленко В.И., Лазько Е.Е., Марковский Б.А., Масайтис В.Л., Михайлов Н.П., Наседкин В.В., Негрей Е.В., Петрова М.А., Полунина Л.А., Ротман В.К., Румянцева Н.А., Симонова Л.И., Соболев Р.Н., Филиппова Т.П., Фролова Т.И., Яшвица Р.М.* Магматические горные породы. М.: Наука, 1983. т. 1. 768 с.
- Андреева И.А.* Силикатные, силикатно-солевые и солевые магмы щелочного карбонатитсодержащего комплекса Мушугай-Худук, Южная Монголия (данные изучения расплавных включений) // Автореф. канд. дисс. М.: 2000. 27 с.
- Андреева И.А., Наумов В.Б., Коваленко В.И.* Высокобарическая магматическая вода в карбонатитсодержащем комплексе Мушугай-Худук (Монголия) // Докл. РАН, 1996. т. 351. № 3. с. 387-389.
- Андреева И.А., Наумов В.Б., Коваленко В.И., Кононкова Н.Н.* Фторидно-сульфатные и хлоридно-сульфатные солевые расплавы карбонатитсодержащего комплекса Мушугай-Худук, Южная Монголия // Петрология, 1998. т. 6. № 3. с. 307-315.
- Андреева И.А., Наумов В.Б., Коваленко В.И., Кононкова Н.Н.* Состав магм и генезис тералитов карбонатитсодержащего комплекса Мушугай-Худук (Южная Монголия) // Геохимия, 1999. № 8. с. 826-841.
- Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б.* Глубинное строение и состав нижних горизонтов Хибинского и Ловоозерского комплексов, Кольский полуостров: петролого-геофизическая модель // Петрология, 1998. т. 6. № 5. с. 478-496.

- Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В.* Геохимические индикаторы эволюции щелочно-ультраосновных серий палеозойских массивов Фенноскандинавского щита // *Петрология*, 2013. т. 21. № 3. с. 277-308.
- Базарова Т.Ю., Бакуменко И.Т., Костюк В.П., Панина Л.И., Соболев В.С., Чепуров А.И.* Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. Новосибирск, Наука, 1975. 232 с.
- Базарова Т.Ю., Костюк В.П.* О природе псевдолейцитовых шонкинитов Дежневского массива // *Минералогия эндогенных образований: Тр. Зап.-Сиб. отд. ВМО. вып. 2.* Новосибирск, Зап.- Сиб. кн. изд-во, 1975. с. 151-154.
- Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 270 с.
- Белоусов В.В., Герасимовский, Горячев А.В., Добровольский В.В., Капица А.П., Логачев Н.А., Милановский Е.Е., Поляков А.И., Рыкунов Л.Н., Седов В.В.* Восточно-Африканская рифтовая система. Геохимия. Сейсмология. Основные результаты. М.: Наука, 1974. т. 3. 288 с.
- Билибин Ю.А.* Петрология Ыллымахского интрузива. М.: Гос. геол. Изд-во, 1947. 240 с.
- Билибин Ю.А.* Петрография Алдана. Послеюрские интрузии Алданского региона // *Избранные труды.* М., АН СССР, 1958. т. 1. 431 с.
- Богатилов О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А., Махоткин И.Л., Новгородова М.И., Соловова И.П., Галускин Е.В., Ганеев И.И., Гирнис А.В., Еремеев Н.В., Когарко Л.Н., Кудрявцева Г.П., Михайличенко О.А., Наумов В.Б., Сапожникова Е.Н.* Лампроиты. М., Наука, 1991. 301 с.
- Богатилов О.А., Кононова В.А.* Магматическое окно в глубины Земли // *Природа*, 1999. № 5. с. 12-17.
- Богомолов М.А.* Некоторые особенности петрологии массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите // в кн.:

Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1968. с. 312-363

*Борисенко А.С., Боровиков А.А., Васюкова Е.А., Павлова Г.Г., Рагозин А.Л., Прокопьев И.Р., Владыкин Н.В.* Окисленные магмотогенные флюиды, их металлоносность и роль в рудообразовании // Геология и геофизика, 2011. т. 52. № 1. с. 182-206.

*Боуэн Н.Л.* Эволюция изверженных пород. М.: ОНТИ, 1934. 332 с.

*Владыкин Н.В.* Геохимия и генезис лампроитов Алданского щита // Геология и Геофизика, 1997. т. 38. № 1. с. 123-135.

*Владыкин Н.В.* Петрология калиево-щелочных лампроит-карбонатитовых комплексов, их генезис и рудоносность // Геология и Геофизика, 2009. т. 50. № 12. с. 1443-1455.

*Дир У.А., Хаун Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. М.: Мир, 1965. т. 1, 2.

*Дир У.А., Хаун Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966. т. 3, 4, 5.

*Дорошкевич А.Г., Кобылкина О.В., Рипп Г.С.* Роль сульфатов в образовании карбонатитов Западного Забайкалья // Доклады Академии Наук, 2003. т. 338. № 4. с. 535-538.

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

*Егоров Л.С.* Ийолит-карбонатитовый плутонизм (на примере маймеча-котуйского комплекса Полярной Сибири). Л.: Недра, 1991. 260 с.

*Ельянов А.А., Моралев В.М.* Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита // Докл. АН СССР, 1961. т. 141. № 3. с. 687-689

- Ельянов А.А., Моралев В.М.* Глубины формирования и эрозионного среза массивов ультраосновных и щелочных пород Алданского щита // Геология рудных месторождений. М.: Наука, 1972. т. 14, № 5, с. 32-40.
- Ельянов А.А., Моралев В.М.* К вопросу о глубинном строении Ыллымахского вулканоплутона (Центрально-Алданский район) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 1. с. 134–137.
- Еремеев Н.В.* Вулканоплутонические комплексы калиевых щелочных пород. М: Наука, 1984. 136 с.
- Еремеев Н.В., Журавлев Д.З., Кононова В.А., Перов В.А., Крамм У.* Об источнике вещества и возрасте калиевых пород Рябиновского массива (Центральный Алдан) // Геохимия, 1992. № 11. с. 1482-1492.
- Ермаков Н.П.* Исследования минералообразующих растворов. Харьков: изд-во Харьковского государственного университета, 1950. 460 с.
- Ермаков Н.П.* Геохимические системы включений в минералах. М: Недра, 1972. 376 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.
- Ким А.А.* Минералого-геохимические особенности оруденения одного из щелочных массивов Центрального Алдана // Минералого-геохимические особенности рудных месторождений Восточной и Южной Якутии. Якутск: Якутский филиал СО АН СССР, 1981. с. 93-108.
- Коваленкер В.А., Мызников И.К., Кочетков А.Я., Наумов В.Б.* Платиноносное золото-сульфидное оруденение Рябинового щелочного массива (Центральный Алдан, Россия) // Геология рудных месторождений, 1996. т. 38. № 4. с. 345–356.
- Кононова В.А., Богатиков О.А., Первов В.А., Еремеев Н.В., Саддэби П.* Геохимия и условия формирования калиевых магматических пород Центрального Алдана. // Геохимия, 1994. № 7. с. 937-955.



- Кононова В.А., Первов В.А., Богатилов О.А., Мюс-Шумахер У., Келлер Й.* Мезозойский калиевый магматизм Центрального Алдана: геодинамика и генезис // Геотектоника, 1995. № 3. с. 35-45.
- Корчагин А.М.* Инаглинский щелочно-ультраосновной массив // В кн.: Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли. М: Наука, 1974. 175 с.
- Корчагин А.М.* Инаглинский плутон и его полезные ископаемые. М: Недра, 1996. 157 с.
- Костюк В.П.* Щелочной магматизм периферического обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2001. 163 с.
- Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я., Орлова М.П., Базарова Т.Ю.* Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск: Наука, 1990. 235 с.
- Кочетков А.Я.* Молибден-медно-золотопорфировое месторождение Рябиновое // Отечественная геология, 1993. № 7. с. 50-58.
- Кочетков А.Я.* Мезозойские золотоносные рудно-магматические системы Центрального Алдана // Геология и геофизика, 2006 а. т. 47. № 7. с. 850-864.
- Кочетков А.Я.* Рудоносность щелочных массивов Алданского щита. Рябиновское медно-золото-порфировое месторождение // Тихоокеанская геология, 2006 б. т. 25. № 1. с. 62-73.
- Кочетков А.Я., Максимов Е.П., Пахомов В.Н.* Мезозойский магматизм золоторудных узлов Центрального Алдана // Магматизм, метасоматизм и литология рудных узлов. Якутск, 1981. с. 22-35.
- Кочетков А.Я., Лазебник К.А.* Щелочные ультрабазиты и базиты Якокутского массива (Центральный Алдан) // Геохимия и минералогия

базальтов и ультрабазитов Сибирской платформы. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1984. с. 62-82.

*Кочетков А.Я., Пахомов В.Н., Попов А.Б.* Магматизм и метасоматизм Рябиновского рудоносного щелочного массива (Центральный Алдан) // Магматизм медно-молибденовых рудных узлов: Тр. ин-та Геологии и Геофизики СССР. Вып. 747. Новосибирск: Наука, 1989. с. 79-109.

*Кочетков А.Я., Аношин Г.Н., Коваленкер В.А., Мызников И.К.* Новые данные о платиноносности мезозойских щелочных комплексов Центрального Алдана // Докл. РАН, 1998. т. 363. № 3. с. 383-385.

*Кравченко С.М., Власова С.В.* Щелочные породы Центрального Алдана. М.: Наука, 1962. 190 с.

*Кравченко А.М., Диденко М.И., Кочетков А.Я., Угрюмов А.Н.* Соотношение морфоструктур Центрального Алдана с магматизмом и оруденением // Докл. АН СССР, 1985. т. 280. № 1. с. 187-193.

*Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г., Багдасаров Э.А., Римская-Корсакова О.М., Нефедов Е.И., Ильинский Г.А., Сергеев А.С., Абакумова Н.Б.* Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии (Геология, петрология, минералогия и геохимия). М.: Недра, 1965. 772 с.

*Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н., Соболев Н.В., Маликов Ю.И.* Определение состава породообразующих минералов методом рентгеноспектрального микроанализа с электронным зондом // Заводская лаборатория, 1974. т. 40. № 6. с. 657-661.

*Леснов Ф.П.* Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2007. 403 с.

*Максимов Е.П.* Естественные ассоциации мезозойских изверженных пород Алданского щита // Авторефер. канд. дис. Новосибирск, 1973. 28 с.

- Максимов Е.П.* Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алдано-Станового щита // Авторефер. доктор. дис. Новосибирск, 2003. 44 с.
- Максимов Е.П., Угрюмов А.Н.* Мезозойские магматические формации Алданского щита // Советская геология, 1971. № 7. с. 108-119.
- Максимов Е.П., Уютов В.И., Никитин В.М.* Центрально-Алданская сверхпродуктивная золото-урановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия) // Тихоокеанская геология, 2010. № 2. т. 29. с. 3-26.
- Михайлов М.Ю., Шацкий В.С.* Силитовый нагреватель для высокотемпературной микротермокамеры // В кн. “Минералогия эндогенных образований”, Наука, Новосибирск, 1974. с. 109-110.
- Наумов В.Б., Соловова И.П., Коваленко В.И., Малов В.С., Турков В.А., Самойлов В.С.* Природные фосфатно-сульфатные расплавы // Докл. АН СССР, 1988. т. 300. № 3. с. 672-675.
- Наумов В.Б., Коваленкер В.А., Мызников И.К., Салазкин А.Н., Миронова О.Ф., Савельева Н.И.* Высокобарические флюиды гидротермальных жил Рябиновского щелочного массива (Центральный Алдан) // Докл. АН Россия, 1995. т. 343. № 1. с. 99–102.
- Наумов В.Б., Каменецкий В.С., Томас Р., Кононкова Н.Н., Рыженко Б.Н.* Включения силикатных и сульфатных расплавов в хромдиопсиде Инаглинского месторождения (Якутия, Россия) // Геохимия, 2008. № 6. с. 603-614.
- Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н.* Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) // Геохимия, 2008. № 10. с. 1085-1091.

- Осоргин Н.Ю.* Хроматографический анализ газовой фазы в минералах (методика, аппаратура, метрология) // Препр. ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск, 1990. № 11. 32 с.
- Осоргин Н.Ю., Томиленко А.А.* Микротермокамера // Авт. Св. № 1562816 СССР от 07.05.1990.
- Панина Л.И.* Температуры кристаллизации некоторых структурно-текстурных разновидностей пород Турьего мыса (Кольский полуостров) // Геология и геофизика, 1977. № 6. с 45-51.
- Панина Л.И.* Образование высококалийевых богатых глиноземом расплавов // Геология и геофизика, 1983. т. 24. № 4. с. 34-40.
- Панина Л.И.* Физико-химические условия формирования пород в интрузивах щелочно-ультраосновной формации // Геология и геофизика, 1985. № 1. с. 39-51.
- Панина Л.И.* Лампроитовые породы Алдана и генетические критерии лампроитового расплава // Геология и геофизика, 1993. № 6. с. 82-89.
- Панина Л.И.* Низкотитанистые лампроиты Алдана (Сибирь): результаты изучения расплавных включений в минералах // Геология и геофизика, 1997. т. 38. № 1. с. 112-122.
- Панина Л.И., Васильев Ю.Р.* Генезис ультраосновных и щелочных пород интрузии Одихинча // Сб. «Минералогия эндогенных образований (по включениям в минералах)», Тр. Зап.-Сиб. отд. ВМО, 1975. вып. 2. с. 145-150.
- Панина Л.И., Шарыгин В.В., Моторина И.В.* Слюдяные пироксениты как продукты ранних этапов эволюции калиевой щелочной магмы (на примере Маломурунского щелочного массива (Алданский щит) // Геология и геофизика, 1990. № 3. с. 71-78.
- Панина Л.И., Шарыгин В.В., Прошенкин И.Е.* Апатитоносность калиевых щелочных массивов // Геология и геофизика, 1991. № 1. с. 107-115.

- Панина Л.И., Конев А.А.* Генетические особенности формирования лампроитов р.Молбо (Западный Алдан) // *Геохимия*, 1995. № 3. с. 366-376.
- Панина Л.И., Усольцева Л.М., Владыкин Н.В.* Лампроитовые породы Якокутского массива и Верхне-Якокутской впадины (Центральный Алдан) // *Геология и геофизика*, 1996. т. 37. № 6. с.16-26.
- Панина Л.И., Усольцева Л.М.* Щелочные высококальциевые сульфатно-карбонатные включения в мелилит-монтichelлит-оливиновых породах Маломурунского массива (Алдан) // *Петрология*, 1999. т. 7. № 6. с. 653-669.
- Панина Л.И., Усольцева Л.М.* Роль жидкостной несмесимости в образовании кальцитовых карбонатитов Маломурунского массива (Алдан) // *Геология и геофизика*, 2000. т. 41. № 5. с. 655-670.
- Панина Л.И., Сазонов А.М., Усольцева Л.М.* Мелилитовые и мелилит-содержащие породы Крестовской интрузии (Полярная Сибирь) и их генезис // *Геология и Геофизика*, 2001. т. 42. № 9. с. 1314-1332.
- Панина Л.И., Стоппа Ф., Усольцева Л.М.* Генезис мелилитовых пород вулкана Пиан ди Челли по данным изучения расплавных включений в минералах (камафугитовая провинция Умбрия, Ц. Италия) // *Петрология*, 2003. № 3. с. 405-421.
- Панина Л.И., Моторина И.В.* Жидкостная несмесимость глубинных магм и зарождение карбонатитовых расплавов // *Геохимия*, 2008. № 5. с. 487-504.
- Панина Л.И., Усольцева Л.М.* Пироксениты Крестовской щелочно-ультраосновной интрузии: состав родительских магм и их источники // *Геохимия*, 2009. № 4. с. 378-392.
- Панина Л.И., Николаева А.Т., Рокосова Е.Ю.* Условия кристаллизации щелочно-базитовой дайки Ыллымахского массива (Центральный

Алдан): данные изучения расплавных включений в минералах // Геохимия, 2011. № 2. с. 129-148.

*Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги северо-востока Азии. Новосибирск, 1984. 192 с.

*Первов В.А., Кононова В.А., Саддеби П., Терлуолл М.Ф., Фрун П., Богатиков О.А., Антон Б.Г.Дж., Вулли А.Р.* Калиевый магматизм Алданского щита – индикатор многоэтапной эволюции литосферной мантии // Петрология, 1997. т. 5. № 5. с. 467-484.

*Реддер Э.* Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. т. 1. 360 с. т. 2. 632 с.

*Рид С.Дж.Б.* Электронно-зондовый микроанализ и растровая электронная микроскопия в геологии. М., Техносфера, 2008. 232 с.

*Рипп Г.С., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Шаракишинов А.О.* Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья. Улан-Удэ, Изд. БНЦ СО РАН, 2000. 230 с.

*Рожков И.С., Кицул В.И.* Месторождение платины на Алданском щите // Геология руд. месторождений, 1960. № 4. с. 74-84.

*Рожков И.С., Кицул В.И., Разин Л.В., Боршанская С.С.* Платина Алданского щита. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 119 с.

*Рокосова Е.Ю., Панина Л.И.* Вещественный состав и условия кристаллизации шонкинитов и минетт Рябинового массива (Центральный Алдан) // Геология и Геофизика, 2013. т. 54. № 6. с. 797-814.

*Свешникова Е.В.* Магматические комплексы центрального типа. М.: Недра, 1973. 184 с.

*Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В., Тарнавский А.В.* Условия кристаллизации дунитов Кондёрского платиноносного щелочно-

ультраосновного массива, юго-восток Алданского щита // Тихоокеанская геология, 2010. т. 29. № 5. с. 82-93.

*Соболев А.В.* Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрогенетической информации // Петрология, 1996. т. 4. № 3. с. 228-239.

*Соболев А.В., Слуцкий А.Б.* Состав и условия кристаллизации исходных расплавов сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика, 1984. № 12. с. 97-110.

*Соболев А.В., Каменецкий В.С., Кононкова Н.Н.* Новые данные по петрологии сибирских меймечитов // Геохимия, 1991. № 8. с. 1084-1095.

*Соболев А.В., Батанова В.Г.* Мантийные лерцолиты офиолитового комплекса Троодос, о-в Кипр: геохимия клинопироксена // Петрология, 1995. т. 3. № 5. с. 487-495

*Соболев А.В., Мигдисов А.А., Портнягин М.В.* Распределение несовместимых элементов между клинопироксеном и базальтовым расплавом по данным исследования расплавных включений в минералах массива Троодос, о-в Кипр // Петрология, 1996. т. 4, № 3. с. 326-336.

*Соловова И.П., Гирнис А.В., Рябчиков И.Д.* Включения карбонатных и силикатных расплавов в минералах щелочных базальтоидов Восточного Памира // Петрология, 1996. т. 4. № 4. с. 339-363.

*Соловова И.П., Рябчиков И.Д., Козарко Л.Н., Кононкова Н.Н.* Изучение включений в минералах карбонатитового комплекса Палабора (Ю.Африка) // Геохимия, 1998. № 5. с. 435-447.

*Сук Н.И.* Экспериментальное исследование силикатно-карбонатных систем // Петрология, 2001. т. 9. № 5. с. 547-558.

*Угрюмов А.Н., Киселев З.В.* О возрасте ультраосновных пород массива Инагли // Геология и Геофизика, 1969. № 8. с. 19-24.

- Чепуров А. И.* Температурные условия кристаллизации минералов щелочных пород Центрального Алдана // Афтореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1972. 30 с.
- Чепуров А.И.* Термометрическое исследование расплавных включений в минералах псевдолейцитита (Центральный Алдан) // Докл. АН СССР, 1974. № 2. с. 437-440.
- Чепуров А.И., Лаврентьев Ю.Г., Покачлова О.С., Маликов Ю.И.* Состав включений расплава в минералах псевдолейцитита (Центральный Алдан) // Геология и геофизика, 1974. № 4. с. 55-60.
- Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В.* Карбонатитовые месторождения России. М.: НИА-Природа, 2003. 403 с.
- Хомич В.Г., Борискина Н.Г.* Структурная позиция крупных золоторудных районов Центрально-Алданского (Якутия) и Аргунского (Забайкалье) супертеррейнов // Геология и геофизика, 2010. т. 51. № 6. с. 849-862
- Шарыгин В.В.* Калиевые щелочные пикриты массива Рябиновый (Ц. Алдан) // Геология и геофизика, 1993. № 4. с. 60-70.
- Шарыгин В.В., Панина Л.И.* Меланократовые породы участка Калюмный (Сыннырский массив) // Геология и геофизика, 1993. т. 34. № 8. с. 109-116.
- Шнай Г.К.* Гетерогенность дунитов в ультраосновных – щелочных массивах // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980. № 4. с. 23-35.
- Шнай Г.К., Орлова М.П.* Новые данные о геологии и золотоносности Ыллымахского массива // Геология и геофизика, 1977. № 10. с. 57–65.
- Юшманов В.В., Максимов Е.П.* Тектоно-магматические концентрические комплексы Алданского щита // Морфотектонические системы Центрального типа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1988. с. 97-104



- Anders E., Grevesse N.* Abundances of the elements: meteoric and solar // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1989. v. 53. p. 197-214.
- Borisenko A. S., Gas'kov I. N., Dashkevich E. G., Okrugin A. M., Ponomarchuk A. V., Travin A. V.* Geochronology of magmatic processes and ore-formation in the Central Aldan gold-ore region // *Intern. Symp. Large Igneous Provinces of Asia*. Irkutsk, 2011. p. 38-39.
- Brooker R.A., Hamilton D.L.* Three-liquid immiscibility and the origin of carbonatites // *Nature*, 1990. v. 346. p. 459-462.
- Brooker R.A.* The effect of CO<sub>2</sub> saturation on immiscibility between silicate and carbonate liquids: an experimental study // *J. Petrology*, 1998. v. 39. № 11-12. p. 1905-1915.
- Chalot-Prat F., Arnold M.* Immiscibility between calciocarbonatitic and silicate melts and related wall rock reactions the upper mantle: a natural case study from Romanian mantle xenoliths // *Lithos*, 1999. v. 46. № 4. p. 627-659.
- Danyushevsky L.V., McNeill A.W., Sobolev A.V.* Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derived magmas: an overview of techniques, advantages and complications // *Chemical Geology*, 2002. v. 182. p. 5-24.
- Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Savatenkov V.M.* Alkaline magmatism of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: Age, mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr and Nd) data // *Lithos*, 2012. v. 152. p. 157-172.
- Eby G.N., Lloyd F.E., Woolley A.R.* Geochemistry and petrogenesis of the Fort Portal, Uganda, extrusive carbonatite // *Lithos*, 2009. v. 113. p. 785-800
- Freestone I.C., Hamilton D.L.* The role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites: an experimental study // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1980. v. 73. p. 105-117.

- Hamilton D.L., Kjarsgaard B.A.* The immiscibility of silicate and carbonate liquids // *Afr. Geol.*, 1993. v. 96. № 3. p. 139-142.
- Kjarsgaard B.A., Hamilton D.L.* Liquid immiscibility and the origin of alkali-poor carbonatites // *Mineral. Mag.*, 1988. v. 52. p. 43-55.
- Kjarsgaard B.A., Hamilton D.L.* The genesis of carbonatites by immiscibility. In: Bell K (ed) *Carbonatites: genesis and evolution*. London: Unwin Hyman, 1989. p. 388-409.
- Kogarko L.N., Plant D.A., Henderson C.M.B., Kjarsgaard B.A.* Na-rich carbonate inclusions in perovskite and calzirite from the Guli intrusive Ca-carbonatite, polar Siberia // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1991. v. 109. №1. p. 124-129.
- Kogarko L. N., Henderson C. M. B., Pacheco H.* Primary Ca-rich carbonatite magma and carbonate-silicate-sulphide liquid immiscibility in the upper mantle // *Contrib. Miner. Petrol.*, 1995. v. 121. № 3. p. 267-274.
- Lee W., Wyllie P.I.* Liquid immiscibility in the join  $\text{NaAlSiO}_4 - \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaCO}_3$  at 1 GPa: implications for crystal carbonatites // *J.Petrol.*, 1997. v. 38. № 9. p. 1113-1135.
- Morimoto Nobuo.* Nomenclature of Pyroxenes // *Canadian Mineralogist*, 1989. v. 27. p. 143-156.
- Morogan V., Lindblom S.* Volatiles associated with the alkaline-carbonatite magmatism at Alno: a study of fluid and solid inclusions in minerals from the Langazsholmen ring complex // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1995. v. 122. № 3. p. 262-274.
- Mues-Schumacher U., Keller J., Kononova V.A., Suddaby P.J.* Mineral chemistry and geochronology of the potassic alkaline ultramafic Inagli complex, Aldan Shield, eastern Siberia // *Mineralogical Magazine*, 1996. v. 60. p. 711-730.

- Nesbitt B.E., Kelly W.C.* Magmatic and hydrothermal inclusions in carbonatite of the Magnet Cove Complex, Arkansas // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1977. v. 63. p. 271-294.
- Nielsen T.F.D., Solovova I.P., Veksler I.V.* Parental melts of melilitolite and origin of alkaline carbonatite: evidence from crystallised melt inclusions, Gardiner complex. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1997. v. 126, p. 331–344
- Panina L.I.* Multiphase carbonate-salt immiscibility in carbonatite melts: data on melt inclusions from the Krestovskiy massif minerals (Polar Siberia) // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2005. v. 150. p. 19-36.
- Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Yu.S., Frank-Kamenetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P.V., Mueller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert J.L., Sassi F.P., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R.* Nomenclature of the micas // *The Canadian Mineralogist*, 1998. v. 36. p. 905-912.
- Sobolev A.V., Danyushevsky L.V.* Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga Trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // *Journal of Petrology*, 1994. v. 35. № 5. p. 1183-1213
- 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 // *Mineralogical Magazine*, 2012. v. 76 (2). p. 411-439.
- Stoppa F., Sharygin V.V., Cundari A.* New mineral data from the kamafugite-carbonatite association: the melilitolite from Pian di Celle, Italy // *Mineralogy and Petrology*, 1997. v. 61. p. 27-45
- Sun S. S., McDonough W. F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in Ocean Basins. Geological Society Special Republication*, London, 1989. p. 313-345.

- Veksler I. V., Nielsen T. F., and Sokolov S. V.* Mineralogy of Crystallized Melt Inclusions from Gardiner and Kovdor Ultramafic Alkaline Complexes: Implications for Carbonatite Genesis // *J. Petrol.*, 1998. v. 39. p. 2015–203.
- Wallace M.E., Green D.H.* An experimental determination of primary carbonatite magma composition // *Nature*, 1988. v. 335. № 6188. p. 343-346