

*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»

**АВТОРЕФЕРАТ**

диссертации на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

НОВОСИБИРСК – 2014

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геологии и минералогии имени В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук и в Федеральном государственном бюджетном образовательном учреждении высшего профессионального образования «Новосибирский национальный исследовательский государственный университет»

**Научный руководитель:**

**Панина Лия Ивановна**, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник ФГБУН Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

**Официальные оппоненты:**

**Арзамасцев Андрей Александрович**, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник ФГБУН Института геологии и геохронологии докембрия РАН

**Дорошкевич Анна Геннадьевна**, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник ФГБУН Геологического института СО РАН

**Ведущая организация:**

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (г. Москва)

Защита состоится 27 мая 2014 г. в 12<sup>00</sup> часов на заседании диссертационного совета Д 003.067.03, созданного на базе ФГБУН Института геологии и минералогии имени В.С. Соболева СО РАН, в конференц-зале. Адрес: 630090, г. Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, д. 3. Факс: (383) 333-27-92, e-mail: [turkina@igm.nsc.ru](mailto:turkina@igm.nsc.ru)

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке и на сайте ФГБУН Института геологии и минералогии имени В.С. Соболева СО РАН (адрес сайта <http://www.igm.nsc.ru>, раздел «Образование»)

Автореферат разослан 2 апреля 2014 г.

Ученый секретарь  
диссертационного совета  
доктор геол.-мин. наук

О.М. Туркина

## ВВЕДЕНИЕ

**Актуальность темы.** Кольцевые щелочно-ультраосновные комплексные массивы пород давно являются объектом детальных исследований геологов из-за присутствия в них различных месторождений полезных ископаемых (редкие земли, уран, золото, платина, молибден, апатит, флогопит, железные и медные руды, хромдиоксид, флюорит и др.), а также уникального сообщества редких горных пород. 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 карбонатыты (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 составы родоначальных магм, степень дифференциации, процессы смешения, несмесимости, флюидонасыщенность, температурный режим и др. Поэтому особенно важным является вопрос о реконструкции физико-химических условий образования таких комплексных массивов.

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 щелочных 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 и методы исследования.** В основу работы положен фактический материал, полученный в результате исследования коллекции образцов калиевых базитовых пород щелочных массивов Центрального Алдана. Часть каменного материала, на основе 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).

Определения валового химического и редкоэлементного составов пород проводились с помощью методов рентгенофлюоресцентного анализа (РФА) и масс-спектрометрии с индукционно-связанной плазмой (ICP-MS). Для всех исследуемых образцов калиевых базитовых пород были изготовлены шлифы (50 штук), а также полированные с двух сторон пластинки (60 штук), которые исследовались в проходящем и отраженном свете на поляризационном микроскопе OLYMPUS BX-51 с цифровой фотокамерой ColorView III. Основное внимание в работе уделялось методам изучения включений минералообразующих сред (Ермаков 1950, 1972; Базарова и др., 1975; Реддер, 1987; Соболев, 1996), позволяющим получать уникальную первичную информацию о температурах, давлениях, составе, флюидонасыщенности и эволюции расплавов, которая обычно утеряна в химическом и минеральном составе пород при протекании постмагматических процессов. Термометрические исследования расплавных и флюидных включений в минералах проводились в микротермокамере с силитовым нагревателем конструкции М.Ю. Михайлова и В.С. Шацкого (1974) и в микротермокамере с инертной средой конструкции Н.Ю. Осоргина и А.А. Томиленко (1990) с визуальным контролем под микроскопом. В ходе исследований выполнено более 200 термометрических экспериментов. Для определения химического состава пороодообразующих и акцессорных минералов, дочерних фаз расплавных включений, гомогенизированных и остаточных стекол этих включений использовались рентгеноспектральный электронно-зондовый микроанализатор "Camebax-Micro" и сканирующий электронный микроскоп LEO 1430 VP (более 2000 анализов). Определения состава некоторых солевых фаз в расплавных включениях проводились методом КР-спектроскопии (одноканальный КР-спектрометр Jobin Yvon Ramanog U-1000). Редкоэлементный состав зерен минералов, гомогенизированных стекол расплавных включений, а также содержания воды и фтора в них были установлены с помощью метода вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) на ионном зонде "Cameca IMS-4f". Валовый анализ содержания летучих компонентов в первичных

расплавных включениях проводился с использованием хроматографической установки (Осоргин, 1990).

Работы проводились в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) и частично в Ярославском филиале Физико-технологического института РАН (г. Ярославль).

**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.

**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.

**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. В первой главе на основании анализа публикаций (Свешникова, 1973; Кочетков и др., 1984, 1989; Билибин, 1985; Кравченко и др., 1985; Юшманов, Максимов, 1988; Костюк и др., 1990; Богатиков и др., 1991; Кононова и др., 1994; Первов и др., 1997; Костюк, 2001; Кочетков, 2006 а, 2006 б; Максимов, 1972, 1973, 2003, Фролов и др., 2003; и др.) рассмотрены особенности проявления калиевого щелочного магматизма Центральнo-Алданского района. Во второй главе описываются материалы и методы решения поставленных задач исследований. В 3, 4 и 5 главах рассмотрено геологическое строение Ыллымахского, Рябинового и Инаглинского массивов, приводятся петрографические, петрохимические, геохимические характеристики исследуемых пород, химические составы минералов, результаты исследования расплавных включений в минералах, а также обсуждение полученных результатов. В 6 главе анализируются общие закономерности эволюции исходных расплавов, их флюидонасыщенность, обогащенность редкими элементами, а также составы минералов в исследуемых породах. Заключение содержит основные выводы по проведенным исследованиям.

Текстовой и иллюстративный материал изложен на 156 страницах и включает 43 рисунка, 29 таблиц. Список литературы состоит из 139 наименований.

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. Усолицевой 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).

**Обозначения, принятые в работе.** Ab – альбит; Ae – эгирин; Ae-Aug – эгирин-авгит; An – анортит; Ann – аннит; Ap – апатит; Bt – биотит; Cal – кальцит; Cpx – клинопироксен; Di – диопсид; Eas – истонит; En – энстатит; Fo – форстерит; Fs – ферросилит; 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 – титаномagnetит; Wo – волластонит.  $Fe\# = 100 \cdot Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg)$ ;  $Mg\# = 100 \cdot Mg / (Mg + Fe^{2+})$ ; PM – примитивная мантия; gl – стекло; г.п. – газовый пузырь; н.п.о. – ниже предела обнаружения.

### **ОБОСНОВАНИЕ ЗАЩИЩАЕМЫХ ПОЛОЖЕНИЙ**

Бллымахский, Рябиновый и Инаглинский массивы расположены в северной части Чаро-Алданского глыбового поднятия в Центрально-Алданском районе (Максимов, 1975). Внедрение этих массивов связано с деятельностью MZ-рифтогенной структуры Алданского щита (Костюк, 2001), сопряженной по времени с присутствием активной континентальной окраины на юго-востоке щита (Зоненшайн и др., 1990; Максимов, 2003). Массивы представляют собой сложные кольцевые вулканоплутонические постройки нескольких этапов магматизма, в состав которых входят эффузивные, интрузивные и дайковые породы преимущественно калиевого ряда. Для массивов характерен широкий спектр магматических пород – от ультраосновных и основных до кислых разной степени щелочности, а также карбонатиты, среди которых объектом нашего исследования явились калиевые базитовые породы.

Первое защищаемое положение: **Кристаллизация вкрапленников клинопироксена в щелочно-базитовых дайковых породах Бллымахского массива происходила при 1200-1240 °С из гомогенного тefрито-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 тefрито-фонолитового расплава из расположенных под массивом ультрабазитов.**

Бллымахский массив в плане имеет близкую к округлой форму, площадь около 40 км<sup>2</sup> и зональное строение (Билибин, 1947; Кравченко, Власова, 1962; Костюк и др., 1990). Существенная роль в строении массива принадлежит вулканогенным образованиям, которые представлены эпи- и псевдолейцитовыми фонолитами, щелочными трахитами и их туфами (рис. 1 во вкладке). На периферии массива располагаются щелочные габброиды (малиниты, шонкиниты), а также

связанные с ними постепенными переходами меланократовые сиениты и монцониты. Внутренние части массива слагают крупные блоки нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов. В южной части массива локализованы пуласкиты. На массиве встречаются дайки псевдолейцитовых тингуаитов, сельвсбергитов, а также ***псевдолейцитсодержащие дайки щелочно-базитового состава***, которые явились объектом нашего изучения. Становление массива завершилось внедрением центрального штока эгириновых гранитов и граносиенитов. Примечательно, что малиньиты Ыллымахского массива содержат ксенокристы оливина (Ю.А. Билибин, 1947) и ксенолиты ультрабазитов (верлитов, пироксенитов). Магнезиальность оливина (Fo<sub>74</sub>) в ксенолитах значительно выше, чем в малиньитах (Fo<sub>48</sub>). Наличие таких ксенолитов 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.

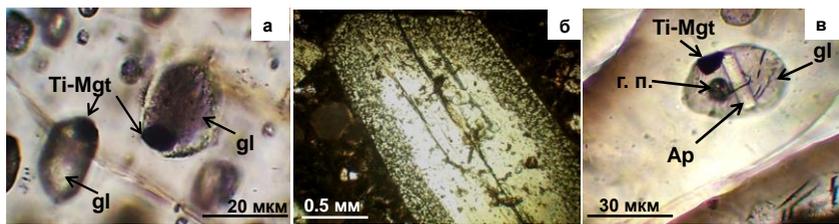
Исследуемые ***щелочно-базитовые дайковые породы*** имеют основной, обогащенный щелочами состав (в мас. %: 49.6-50.2 SiO<sub>2</sub>, ~12.3 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 10.4-10.1 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 7.7-7.8 MgO, 9-9.3 CaO, ~ 5.1 K<sub>2</sub>O и ~ 2.7 Na<sub>2</sub>O). Породы состоят из вкрапленников оливина (7 об. %), клинопироксена (38 об. %), псевдолейцита (20 об. %), мелких зерен ортоклаза (2 об. %), Ti-магнетита + сульфидов + апатита (3 об. %) и стекла (30 об. %).

В породах вкрапленники *оливина* обычно имеют неправильную форму, сильно корродированы, разбиты множеством трещин, залеченных расплавом. Химический состав оливина отвечает Fo<sub>72-76</sub> и соответствует составу оливина из ультрамафитовых глубинных ксенолитов, обнаруженных в малиньитах массива (Ельянов, Моралев, 1974). Можно предположить, что в щелочно-базитовых породах оливин, как и в малиньитах, является ксеногенным минералом и относится к продуктам дезинтеграции глубинных ультрамафитов, расположенных под Ыллымахским массивом.

В оливине содержится множество вторичных расплавных включений, которые приурочены к спайности минерала, а также нередко к трещинам. Включения имеют округлые и вытянутые формы, их размер варьирует от 3 до 80 мкм. Во включениях отмечается тонкораскристаллизованное стекло, газовая фаза, а также встречаются ксеногенные кристаллы Ti-магнетита, реже апатита (рис. 2 а). Температуры гомогенизации включений - 1240-1260 °С. Состав закаленного стекла в прогретых включениях мало отличается от состава стекла в непрогретых включениях и содержит лишь незначительно меньше SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, щелочей и больше MgO, FeO, CaO. В прогретых стеклах включений присутствуют также (мас. %): 0.69 BaO, 0.17-0.23 Cl, 0.02-0.12 SO<sub>3</sub> (табл. 1 во вкладке, ан. 1-

9) и 0.24 F, 1.1 H<sub>2</sub>O. Химический состав стекла прогретых и непрогретых включений в оливине близок к химическому составу фонолитов и щелочных трахитов.

Однородные и зональные вкрапленники *клинопироксена* в породах относятся к диопсиду. Равномерно окрашенные клинопироксены густо-зеленого цвета являются наиболее железистыми (Mg# = 0.71), а желтовато-зеленые – более магнезиальными (Mg# = 0.76). В зональных клинопироксенах магнезиальность густо-зеленой каймы составляет 0.74-0.75, промежуточной желтовато-зеленой зоны – 0.75-0.76, а светло-зеленая и бесцветная ядерные зоны – самые магнезиальные (Mg# = 0.76-0.84). Во вкрапленниках диопсида было обнаружено большое количество первичных расплавных включений, располагающихся по зонам роста минерала. Наибольшее количество первичных расплавных включений находится в ядрах и краях вкрапленников (рис. 2 б). Включения имеют округлые, призматические формы и их размер варьирует от 10 до 80-200 мкм. Фазовый состав включений: тонкораскристаллизованное стекло, газовый пузырь, ксеногенные кристаллы магнетита и апатита (рис. 2 в). Температуры гомогенизации расплавных включений - 1200-1240 °С. Первичные прогретые включения в диопсидах из центральных бесцветных зон вкрапленников по отношению к включениям из краевых густо-зеленых зон имеют более магнезиальный и более кальциевый состав, менее обогащены кремнеземом, глиноземом и щелочами, и по составу соответствуют тефритам-фонолитам (табл. 1 во вкладке, ан. 10-13). Состав же включений из краевых зон отвечает составу псевдолейцитовых фонолитов (табл. 1 во вкладке, ан. 14-19). В стеклах прогретых включений кроме того присутствуют (мас. %): 0.44 BaO, 0.12-0.27 Cl, 0.04-0.23 SO<sub>3</sub> и 0.12-0.27 F. Таким образом, химический состав первичных включений в клинопироксене является достаточно близким к составу вторичных включений в оливине. Близость химического состава и температур гомогенизации вторичных расплавных включений в оливине и



**Рис. 2.** Расплавные силикатные включения в минералах щелочно-базитовых пород Ыльмакского массива в проходящем свете: а) вторичные включения по трещинам в оливине; б) первичные включения в клинопироксене, приуроченные к краевой зоне роста минерала; в) первичное включение в клинопироксене.

первичных расплавных включений в клинопироксенах, вероятно, свидетельствует о том, что ксенокристы оливина были захвачены тефрито-фонолитовым расплавом во время кристаллизации клинопироксена.

Составы прогретых и непрогретых расплавных включений в клинопироксене и оливине щелочно-базитовых даек Ыллымахского массива на бинарных диаграммах зависимости количества петрогенных компонентов от содержания кремнезема (рис. 3 во вкладке) 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 сводной треугольной диаграмме  $Al_2O_3 - (CaO+MgO+FeO) - (Na_2O+K_2O)$  (рис. 4 во вкладке). В процессе кристаллизации в расплавах уменьшаются содержания магния, железа, кальция и увеличиваются количества кремнезема, алюминия, щелочей, т.е. отчетливо вырисовывается тренд, характерный для эволюционирующих щелочно-базальтоидных расплавов. 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, на стадии образования тефрито-фонолитовых расплавов. При внедрении последних и прорывании ими на глубине ультрамафитов, расплавы могли захватывать ксенокристы оливина, увеличивая основность формирующихся дайковых пород.

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 Са,

**Sr, а в составе карбонатной фракции – только кальцит. Формирование минетт происходило из силикатного расплава, уже пространственно разобщённого с карбонатно-солевой и карбонатной фракциями.**

В плане Рябиновый массив имеет неправильную эллипсовидную форму, площадь 50 км<sup>2</sup>. 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) (рис. 5 во вкладке). Интрузивные породы слагают ряд неполнокольцевых тел. Большая часть площади массива (около 80%) сложена эгириновыми, нефелиновыми, псевдолейцитовыми и щелочными сиенитами, а также псевдолейцитолитами. На северо-востоке массива располагается щелочно-пикритоидный некк, к которому приурочены карбонатитовые жилы, а также рассматриваемые нами **дайки биотитовых шонкинитов и минетт.**

**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. **Минетты** включают до 40 об. % калиевого полевого шпата, 35-37 об. % клинопироксена, 15-16 об. % биотита, а также около 3 об. % апатита, 3 об. % магнетита, 1 об. % рутила. Таким образом, биотитовые шонкиниты и минетты имеют близкие минеральные составы и отличаются лишь соотношениями однотипных породообразующих минералов и размером их зерен. При переходе от биотитовых шонкинитов к минеттам увеличиваются содержания кремнезема (от 43.4 до 49.4 мас. % SiO<sub>2</sub>), глинозема (от 5.5 до 11.7 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), щелочей (от 5.1 до 8.6 мас. % Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O), и уменьшается количество кальция (от 14.2 до 9.5 мас. % CaO), магнезия (от 10.6 до 6.2 мас. % MgO), что характерно при эволюции единого расплава и протекании процессов кристаллизационной дифференциации.

О кристаллизации биотитовых шонкинитов и минетт из единой магмы также свидетельствуют близкие химические составы и эволюция химических составов слагающих их одноименных минералов. Так, состав *клинопироксена* в рассматриваемых породах изменяется от диопсида (Mg# = 0.61-0.78) к эгирин-авгиту (Mg# = 0.52-0.61). При этом в биотитовых шонкинитах составы диопсида иногда более магнезиальные, чем в минеттах. Состав зерен железо-магнезиальной *слюды* в шонкинитах соответствует флогопиту и биотиту, в минеттах – только биотиту, что характерно для расплава на более поздней стадии его эволюции. Зерна

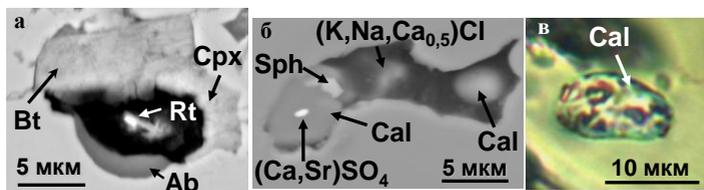
породообразующих *полевых шпатов* в биотитовых шонкинитах и минеттах представлены ортоклазом.

В клинопироксенах биотитовых шонкинитов были обнаружены *первичные раскристаллизованные расплавные включения*. Они малочисленны, встречаются по одиночке, реже 2-3 включения в поле зрения микроскопа. Расплавные включения имеют неправильную форму, их размер варьирует от 5 до 40 мкм. Согласно химическому составу дочерних фаз выделены 3 типа включений: силикатные, карбонатно-солевые и карбонатные, которые иногда встречаются совместно друг с другом. С помощью сканирующего микроскопа было выяснено, что дочерние фазы *силикатных включений* представлены зернами клинопироксена, лейстами биотита или флогопита, зернами альбита и рутила (рис. 6 а). Дочерние фазы *карбонатно-солевых включений* представлены зернами кальцита, щелочных хлоридов, Sr,Ca-сульфатов, сфена (рис. 6 б) и газовым пузырьком. Включения подобного состава ранее были обнаружены во флюорите из целестин-флюоритовых пород комплекса Мушугай-Худук (Южная Монголия) (Андреева, 2000). В *карбонатных включениях* присутствуют зерна кальцита и газовая фаза (рис. 6 в).

Присутствие в клинопироксенах биотитовых шонкинитов первичных расплавных включений силикатного, карбонатно-солевого и карбонатного состава свидетельствует о кристаллизации клинопироксена из гетерогенной магмы, которая состояла из несмешиваемых силикатных, карбонатно-солевых и карбонатных фракций.

Температура гомогенизации *силикатных включений* - 1120-1190 °С. Температур гомогенизации карбонатно-солевых и карбонатных включений достичь не удалось, т.к. при 600-700 °С включения взрывались.

Состав стекла прогретых и закаленных *силикатных включений* в диопсиде биотитовых шонкинитов отвечает составу тефрита (табл. 2 во вкладке, ан. 1). Во включениях расплавов, законсервированных в более позднем эгирин-авгите, закономерно увеличиваются количества SiO<sub>2</sub>,



**Рис. 6.** Первичные расплавные включения в клинопироксенах биотитовых шонкинитов Рябинового массива: а) - силикатное включение и б) - карбонатно-солевое включение в отраженных электронах; в) - карбонатное включение в проходящем свете.

$\text{Al}_2\text{O}_3$ , щелочей и уменьшаются  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$  (табл. 2 во вкладке, ан. 2-4), т. е. состав эволюционирует в сторону мелафнолитов-щелочных трахитов. Это преобразование демонстрирует сводная треугольная диаграмма  $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO}) - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (рис. 4 во вкладке).

В клинопироксенах биотитовых шонкинитов также были обнаружены флюидные газово-жидкие включения. Температура их гомогенизации составляет 110-370 °С, при дальнейшем нагреве выше температур гомогенизации включения взрывались.

С помощью хроматографического анализа было определено валовое содержание летучих компонентов в первичных расплавных включениях, присутствующих в зернах клинопироксенов минетт и биотитовых шонкинитов. Для этой цели сорбированные флюиды в клинопироксенах и летучие компоненты из вторичных низкотемпературных газово-жидких включений после прогрева клинопироксена до 400 °С были удалены с помощью продувки гелием реактора. В результате было установлено, что среди летучих компонентов в первичных включениях преобладают  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ . Высокие содержания  $\text{CO}_2$  (4430 мг/кг) и  $\text{H}_2\text{O}$  (2240 мг/кг) при нагреве до 1000 °С клинопироксенов из биотитовых шонкинитов подтверждают присутствие в магматической камере при их кристаллизации наряду с силикатным также и карбонатитового расплава. Присутствие в минеттах при нагреве клинопироксенов до 1000 °С меньших (1800 мг/кг) количеств  $\text{H}_2\text{O}$  и незначительных (600 мг/кг)  $\text{CO}_2$ , вероятнее всего, говорит о том, что при формировании минетт силикатный расплав уже был пространственно разобщен с карбонатитовым расплавом. С кристаллизацией последнего, вероятно, связано образование карбонатитовых жил в некке калиевых пикритовидов в северо-восточной части Рябинового массива (Кочетков, 2006 б).

Третье защищаемое положение. **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 распался 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.**

Инаглинский массив имеет округлую форму, площадь около 20 км<sup>2</sup> и концентрически-зональное строение (рис. 8 во вкладке). 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 пуласкиитов. Среди щелочных

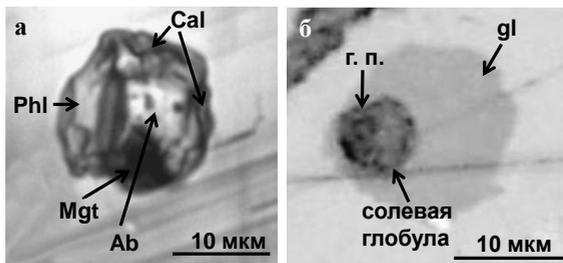
пород и внутри штока дунитов широко распространены жилы щелочных пергамитов (Еремеев, 1984; Корчагин, 1996). Между центральным штоком дунитов и щелочными габброидами располагается узкая полоса (до 50 м) пород перидотитового состава с различным содержанием слюды (Еремеев, 1984) и пород оливин-шонкинитового состава с постепенными переходами к дунитам и шонкинитам. Объектом нашего изучения явились **оливиновые шонкиниты**, располагающиеся в северной части массива.

В химическом составе **оливиновых шонкинитов** отмечаются низкие содержания  $\text{SiO}_2$  (46 мас. %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (3.8 мас. %) и высокие содержаниями  $\text{FeO}$  (14 мас. %),  $\text{MgO}$  (19.5 мас. %),  $\text{CaO}$  (13 мас. %), а также присутствуют (мас. %) 0.48  $\text{TiO}_2$ , 0.26  $\text{MnO}$ , 0.7  $\text{Na}_2\text{O}$ , 1.62  $\text{K}_2\text{O}$ , 0.92  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Порода содержит до 50-55 об. % клинопироксена, 20-25 об. % оливина, 5-10 об. % калиевого полевого шпата, 3-7 об. % флогопита, 3 об. % апатита, 5 об. % магнетита.

Химический состав зерен оливина соответствует  $\text{Fo}_{73-80}$ , а клинопироксены представлены диопсидом с  $\text{Mg}\# = 0.78-0.81$ . В клинопироксенах оливиновых шонкинитов были обнаружены *первичные силикатно-солевые включения*. Они малочисленны и встречаются по одиночке. Включения раскристаллизованы, имеют неправильную или округлую форму, их размер варьирует от 5 до 30 мкм. Дочерние фазы включений представлены флогопитом, калиевым полевым шпатом или альбитом, апатитом и магнетитом, в интерстициях между которыми отмечаются мелкозернистые солевые фазы (рис. 9). С помощью КР-спектроскопии среди солевых фаз удалось установить кальцит.

Температура гомогенизации включений - 1180-1200 °С. При охлаждении включений наблюдалась несмесимость расплавов: в силикатном расплаве при 1150-1160 °С появлялась солевая глобула. Состав силикатных стекол прогретых силикатно-солевых включений в диопсиде с  $\text{Mg}\# = 0.80$  и 0.81 близок к трахибазальтовому и трахиандезибазальтовому (табл. 3 во вкладке, ан. 1-2 и 3-5, соответственно).

В диопсиде с  $\text{Mg}\# = 0.78$  в законсервированных во включениях расплавах закономерно увеличиваются количества  $\text{SiO}_2$ ,



**Рис. 9.** Первичные силикатно-солевые включения в клинопироксенах оливиновых шонкинитов Инаглинского массива: а) – до прогрева; б) – после прогрева до 1200 °С.

$Al_2O_3$ , щелочей и уменьшаются  $MgO$ ,  $FeO$ ,  $CaO$  (табл. 3 во вкладке, ан. 6-8), т. е. состав эволюционирует в щелочно-трахитовую сторону. Это преобразование отчетливо демонстрируют бинарные диаграммы, построенные на основе кремнезема для силикатных стекол включений в клинопироксенах (рис. 10 во вкладке). На сводной треугольной диаграмме  $Al_2O_3 - (FeO+MgO+CaO) - (Na_2O+K_2O)$  (рис. 4 во вкладке) 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). 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.

В стеклах включений кроме того присутствует до 0.55 мас. %  $Cl$  и 0.15-0.18 мас. % воды. В составе карбонатно-солевых глобул в диопсидах отмечается: 17.2-23.2 мас. %  $SiO_2$  и 18.3-22.8 мас. %  $CaO$ , а также (мас. %): 0.4-1  $TiO_2$ , 1.7-6.1  $Al_2O_3$ , 2.6-4.9  $FeO$ , 0.1-0.13  $MnO$ , 3.1-5.1  $MgO$ , 1.8-4  $Na_2O$ , 1.9-4.9  $K_2O$ , 0.9-1.67  $P_2O_5$ , 0-0.14  $BaO$ , 0.06-0.5  $SrO$ , 0.33-1.3  $Cl$ , 0.2-1.3  $SO_3$ . Такой состав глобул сопоставим с составами карбонатитовых лав Форт-Портала из района Восточно-Африканских рифтов (Белюсов и др., 1974; Eby et al., 2009) и с составами карбонатитового расплава из включений оливин-мелилитовых пород вулкана Пиан ди Челли (Италия) (Панина и др., 2003). 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, свидетельствуют результаты термобарогеохимических исследований В.Б. Наумова с соавторами (2008), изучавшие хромдиопсид из хромдиопсид-флогопит-ортоклазовых пегматитовых жил Инаглинского массива.

Кроме того, для получения информации об источниках расплавов, формировавших рассматриваемые породы Ыллымахского, Рябинового и Инаглинского массивов, автором были проведены геохимические исследования данных пород, клинопироксенов и стекол включений в минералах. Было выяснено, что все исследуемые породы и гомогенизированные стекла включений в минералах оливиновых шонкинитов и щелочно-базитовых пород имеют близкие содержания редких элементов и аналогичные конфигурации мультиэлементных

спектров (рис. 7, 11 во вкладке). Клинопироксены во всех исследуемых породах также имеют близкие содержания редких элементов и одинаковый характер редкоземельных спектров (рис. 12 во вкладке). Это 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 ( $La/Yb_n=10.2-22.8$ ), гомогенизированных включениях и клинопироксенах может свидетельствовать о том, что источники магмы для всех исследуемых пород, по-видимому, располагались в мантии, на глубинах существования гранат-содержащих ассоциаций. Ранее, О.А. Богатиков и В.А. Кононова (1999), исходя из низких отрицательных отношений  $\epsilon Nd$  и  $^{87}Sr/^{86}Sr$  соотношений, соответствующих 0.70480-0.707023, пришли к выводу, что источником калиевых пород Центрального Алдана является обогащённая древняя (докембрийская) литосферная мантия.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

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  $CO_2$ , а для щелочно-базитовой породы Ыллымахского массива – F.
2. Кристаллизация клинопироксена происходила:
  - в щелочно-базитовых породах Ыллымахского массива при 1200-1240°C из гомогенного расплава;
  - в оливиновых шонкинитах Инаглинского массива при 1180-1200°C из гомогенного расплава, который при понижении температуры, вероятно, распался на несмесимые силикатные и карбонатно-солевые фракции;
  - в биотитовых шонкинитах Рябинового массива при 1120-1190°C из гетерогенного расплава, состоящего из несмесимых 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  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  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 (рис. 4 во вкладке), 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.

#### **Основные публикации по теме диссертации:**

##### Статьи в рецензируемых журналах, рекомендованных ВАК:

1. 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.

2. **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.

##### Тезисы и материалы конференций/совещаний:

1. **Рокосова Е.Ю.**, Николаева А.Т. Данные изучения расплавных включений в минералах щелочно-базитовой дайки Ыллымахского массива (Центральный Алдан) // тезисы МНСК, 2010, Новосибирск, с. 73.

2. **Рокосова Е.Ю.** Геохимия шонкинитов и клинопироксенов Рябинового массива (Центральный Алдан) // тезисы МНСК, 2011, Новосибирск, с.18.

3. **Рокосова Е.Ю.** Условия образования ультраосновных и основных дайковых пород Ыллымахского и Рябинового массивов, Центральный Алдан // Тезисы XXIX Международной конференции “Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма”, Москва ГЕОХИ РАН, 2012, с. 117-119.

4. **Рокосова Е.Ю.** Физико-химические условия кристаллизации шонкинитов Инаглинского массива (Алданский щит, Россия) // Тезисы XV Всероссийской конференции по термобарогеохимии, Москва ИГЕМ РАН, 2012, с. 127-128.

5. **Rokosova E. Yu.**, Panina L.I. Alkaline mafic rocks from basic-ultrabasic massifs of the Aldan Shield: silicate-carbonate-salt immiscibility during their crystallization // Abstracts XXX International Conference Ore potential of Alkaline, Kimberlite and Carbonatite Magmatism, School “Alkaline magmatism of the Earth”, Moscow, 2013. p 46.

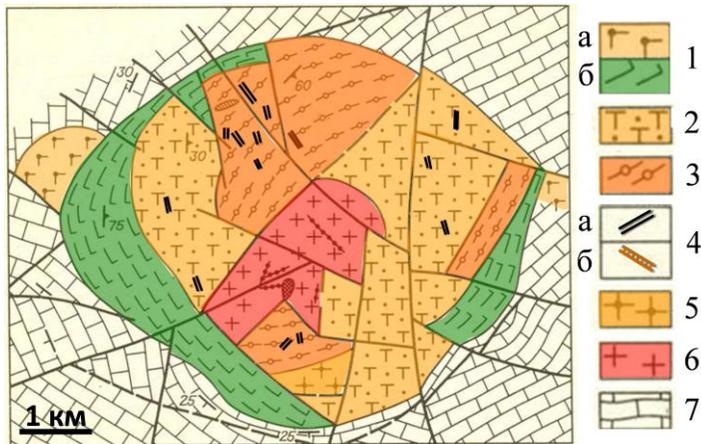
6. **Rokosova E. Yu.** Silicate-carbonate inclusions in clinopyroxenes of shonkinites, Inagli massif (Aldan Shield, Russia) // Abstracts of the 6th International Siberian Early Career GeoScientists Conference, Novosibirsk, 2012, p. 77-78.

7. **Rokosova E. Yu.**, Vasil'ev Yu. R. Silicate-carbonate-salt immiscibility on crystallization of peridotites from the Inagli massif (Aldan Shield, Russia) // Abstracts ACROFI IV, Brisbane, Australia, 2012, p. 65-66.

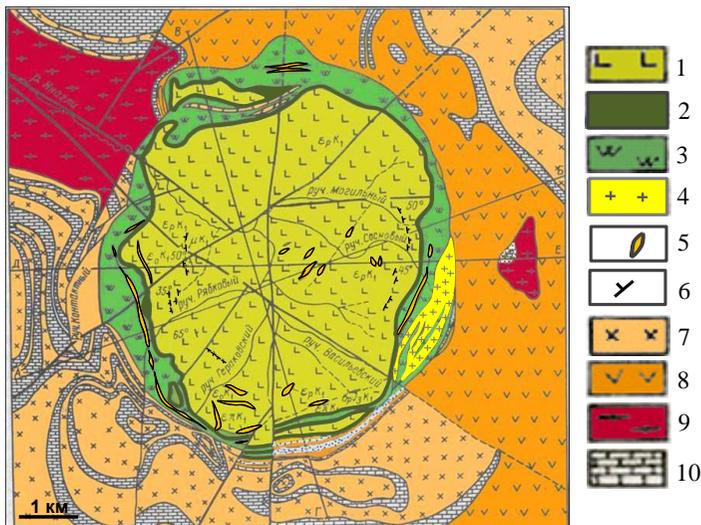
8. **Rokosova E. Yu.** Silicate-carbonate-salt immiscibility during crystallization of shonkinites from the Ryabinovyi massif (Central Aldan, Russia) // Abstract ACROFI-III and TBG-XIV, 2010, Novosibirsk, Russia, p. 186-187.

9. **Rokosova E. Yu.** Crystallization conditions of the potassium alkaline melts on the Ryabinovyi massif (Central Aldan, Russia) // Abstract ECROFI XXI, 2011, Leoben, Austria, p. 166-167.

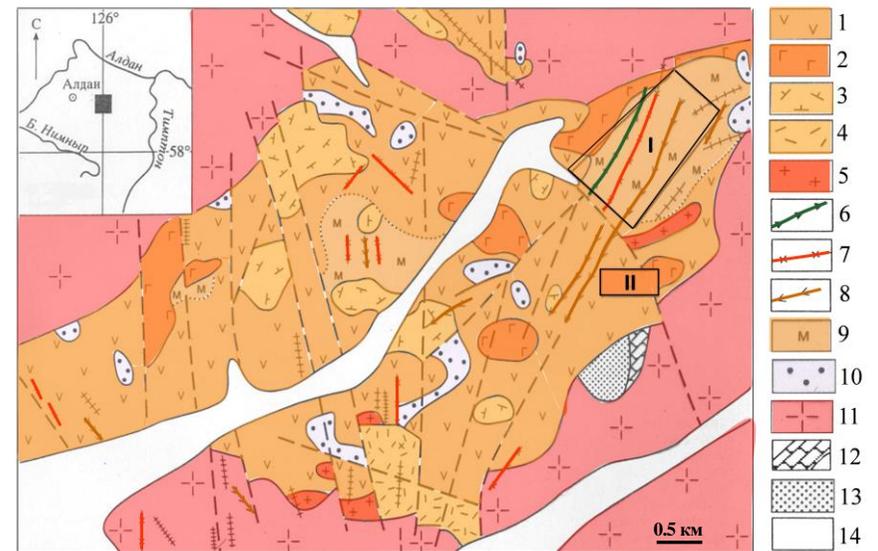
## ПРИЛОЖЕНИЕ



**Рис. 1.** Схематическая карта Ыллымахского массива (по Ю.А. Билибину, 1947, с изменениями и дополнениями Г.К. Шнай и М.П. Орловой, 1977). Породы массива: 1 - щелочные габброиды: а - монзониты, б - шонкиниты и малиньиты; 2 - псевдолейцитовые фonoлиты, трахиты и их туфы; 3 - нефелиновые и псевдолейцит-нефелиновые сиениты; 4 - дайки: а - сельвсбергитов, б - псевдолейцитовых тингуаитов; 5 - пуласкиты; 6 - щелочные граносиениты. Вмещающие породы: 7 - мраморизованные доломиты и известняки раннего докембрия.



**Рис. 8.** Схематическая 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-порфиры; 8 - сиенит-порфиры. Вмещающие породы: 9 - граниты, кристаллические сланцы и гнейсы; 10 - мраморизованные известняки и доломиты.



**Рис. 5.** Схематическая карта Рябинового массива (Кочетков и др., 1989): 1 - эгириновые сиениты, пуласкиты; 2 - малиньиты и меланократовые нефелиновые сиениты; 3 - щелочные трахиты; 4 - лавобрекчии щелочных трахитов; 5 - щелочные граниты; 6 - калиевые пикриты, шонкиниты, клинопироксениты; 7 - сиенит-порфиры; 8 - минетты; 9 - мусковитизированные сиениты; 10 - скарны и скарноиды. Вмещающие породы: 11 - архейские граниты и гранито-гнейсы; 12 - венд-кембрийские доломиты; 13 - юрские песчаники. 14 - аллювий. Золоторудные участки: I - Мусковитовый, II - Новый.

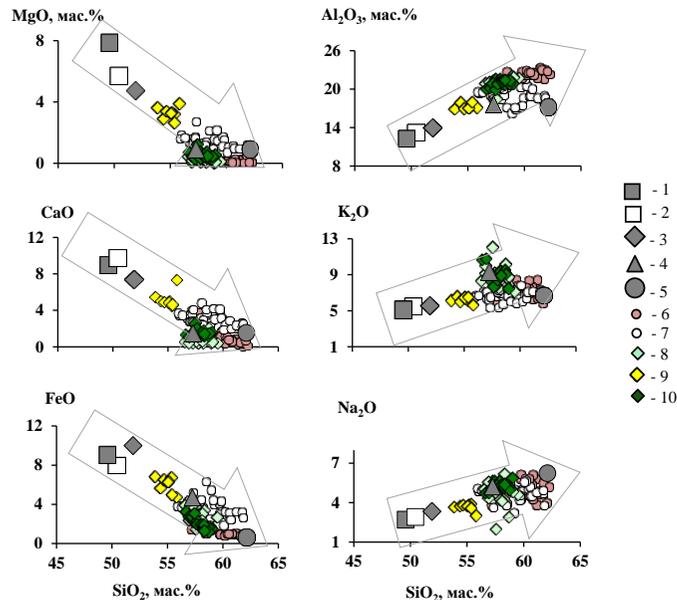


Рис. 3. Бинарные диаграммы соотношений окислов в породах Ыллымахского массива и силикатных стеклах включений из минералов щелочно-базитовых даек в зависимости от  $\text{SiO}_2$ .

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

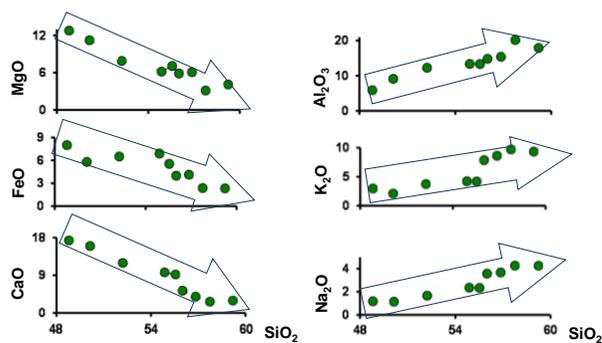


Рис. 10. Бинарные диаграммы соотношений окислов в силикатных стеклах включений из диопсидов оливиновых шонкинитов Инаглинского массива в зависимости от  $\text{SiO}_2$ .

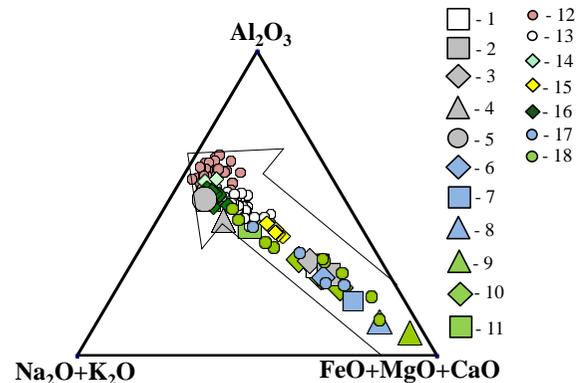


Рис. 4. Диаграмма составов пород и силикатных стеклов включений в минералах щелочных базитовых пород рассматриваемых массивов в системе  $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{FeO}+\text{MgO}+\text{CaO}) - (\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ .

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

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

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 – первичные прогретые в клинопироксенах биотитовых шонкинитов Рябинового массива; 18 – первичные прогретые в клинопироксенах оливиновых шонкинитов Инаглинского массива.

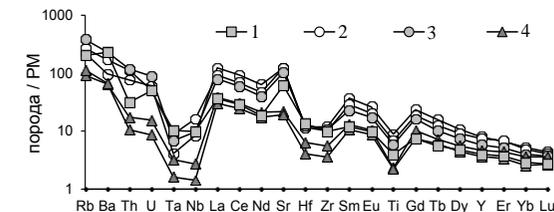


Рис. 7. Нормированные на примитивную мантию (по Sun, McDonough, 1989) мультиэлементные спектры щелочных базитовых пород Центрального Алдана. 1 – щелочно-базитовые породы Ыллымахского массива, 2 – биотитовые шонкиниты Рябинового массива, 3 – минетты Рябинового массива, 4 – оливиновые шонкиниты Инаглинского массива.

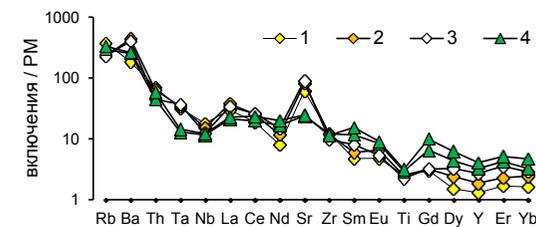


Рис. 11. Нормированные на примитивную мантию (по Sun, McDonough, 1989) мультиэлементные спектры гомогенизированных включений. Стекла включений: 1, 2 - из диопсида и 3 - из оливина щелочно-базитовых пород Ыллымахского массива. 4 - из диопсида оливиновых шонкинитов Инаглинского массива.

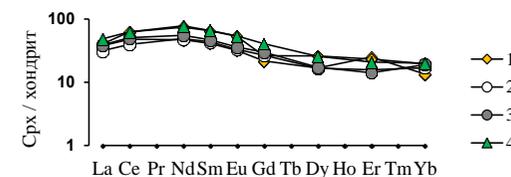


Рис. 12. Нормированный на хондрит (по Anders, Grevesse, 1989) редкоземельные спектры клинопироксенов из щелочных базитовых пород. 1 – диопсид из щелочно-базитовых пород Ыллымахского массива; 2 – диопсид и 3 – эгирин-авгит из биотитовых шонкинитов Рябинового массива; 4 – диопсид из оливиновых шонкинитов Инаглинского массива.

Таблица 1

Представительные анализы (мас.%) химического состава прогретых стекол вторичных включений в оливине и первичных включений в клинопироксене из щелочно-базитовой дайки Бллымахского массива

	В оливине									В ядрах клинопироксена				В краевых зонах клинопироксена					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO <sub>2</sub>	55.99	55.89	56.27	57.94	57.20	58.20	59.65	60.57	61.16	53.83	54.34	55.34	55.12	56.61	56.92	57.16	57.84	58.16	58.26
TiO <sub>2</sub>	0.38	0.29	0.36	0.45	0.41	0.56	0.53	0.56	0.65	1.09	0.93	0.98	0.88	0.46	0.62	0.79	0.63	0.30	0.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.40	19.57	19.60	18.53	18.65	19.04	17.25	19.01	18.63	16.96	17.95	17.54	17.14	20.11	20.21	20.92	21.11	21.32	20.76
FeO	3.82	3.86	3.75	3.39	3.76	3.69	4.13	3.17	3.27	6.86	5.68	6.76	6.36	3.30	2.76	2.78	1.87	1.71	1.67
MnO	0.11	0.12	0.09	0.09	0.08	0.08	0.09	0.11	0.15	0.13	0.13	0.15	0.13	0.06	0.04	0.07	0.06	0.02	0.01
MgO	1.83	1.61	1.67	1.34	1.70	1.37	1.74	1.15	0.95	3.64	2.91	3.20	3.31	0.74	0.47	0.31	0.61	0.44	0.36
CaO	3.46	3.71	3.47	3.13	3.54	2.91	3.99	2.90	2.42	5.49	5.03	4.54	4.99	1.36	1.14	1.51	1.78	1.33	1.25
Na <sub>2</sub> O	4.88	5.10	4.94	5.33	5.08	5.38	4.22	4.54	4.79	3.69	3.75	3.91	3.79	4.74	4.74	5.13	5.63	5.36	5.27
K <sub>2</sub> O	6.70	6.48	6.73	6.59	6.47	6.96	6.26	6.35	7.20	6.16	6.61	6.17	6.40	10.66	10.78	8.88	7.84	9.25	9.44
BaO	0.48	0.43	0.30	0.41	0.43	0.19	0.41	0.69	н.п.о.	н.п.о.	0.18	0.21	н.п.о.	0.37	0.44	н.п.о.	0.39	0.20	0.24
SrO	0.15	0.19	0.15	0.13	0.14	0.10	0.13	0.13	н.п.о.	0.06	н.п.о.	0.05	н.п.о.	0.06	0.04	0.06	0.09	0.05	0.06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.55	0.67	0.47	0.47	0.52	0.41	0.58	0.45	0.56	0.77	0.83	0.73	0.81	0.55	0.57	0.83	0.63	0.62	0.48
Cl	0.21	0.22	0.21	0.23	0.22	0.17	0.13	0.13	0.17	0.14	0.15	0.14	0.14	0.27	0.27	0.17	0.13	0.12	0.13
SO <sub>3</sub>	0.08	0.02	0.04	0.06	0.08	0.11	0.12	0.07	0.10	0.23	0.14	0.08	0.10	0.06	0.08	0.04	0.08	0.11	0.07
Сумма	98.04	98.13	98.05	98.09	98.25	99.18	99.23	99.84	100.1	99.07	98.66	99.79	99.20	99.37	99.10	98.73	98.69	98.98	98.52

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

Таблица 2

Представительные анализы (мас.%) химического состава стекол первичных силикатных включений в клинопироксене биотитовых шонкинитов Рябинового массива

	1	2	3	4*
<b>SiO<sub>2</sub></b>	47.06	52.01	56.17	58.6
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.97	0.20	0.14	0.05
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	11.90	11.06	14.25	16.08
<b>FeO</b>	12.76	8.69	5.24	0.82
<b>MnO</b>	0.29	0.21	0.15	0.06
<b>MgO</b>	9.61	6.31	4.66	1.16
<b>CaO</b>	9.26	10.96	8.70	7.63
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3.28	5.69	4.00	9.91
<b>K<sub>2</sub>O</b>	3.67	2.61	4.56	0.60
<b>SrO</b>	0.03	0.09	н.п.о.	0.39
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.02	0.04	0.01	н.п.о.
<b>Сумма</b>	98.84	97.82	97.87	95.30

**Примечание.** 1 – в диопсиде, 2-4 – в эгирин-авгите.

\* - несомогенизированное включение (прогрето до 980 °С).

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

Таблица 3

Представительные анализы (мас.%) химического состава прогретых силикатных стекол первичных включений в клинопироксене оливиновых шонкинитов Инаглинского массива

	1	2	3	4	5	6	7	8
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48.8	50.12	52.23	54.88	55.54	56.01	56.85	57.75
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.83	0.57	0.83	0.80	0.56	0.98	1.12	н.п.о.
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	5.9	9.13	12.26	13.38	13.35	14.83	15.4	20.22
<b>FeO</b>	8.00	5.80	6.51	6.90	5.53	3.99	4.13	2.37
<b>MnO</b>	0.10	н.п.о.	н.п.о.	0.08	0.17	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
<b>MgO</b>	12.79	11.23	7.92	6.19	7.10	5.89	6.10	3.15
<b>CaO</b>	17.35	16.01	11.97	9.71	9.19	5.34	3.92	2.69
<b>K<sub>2</sub>O</b>	2.96	2.09	3.73	4.22	4.17	7.85	8.61	9.70
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	1.17	1.14	1.66	2.35	2.33	3.57	3.67	4.26
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	н.п.о.	0.41	0.44	0.51	0.52	0.76	н.п.о.	н.п.о.
<b>Cl</b>	0.17	0.04	0.06	0.05	0.55	0.22	0.26	0.12
<b>Сумма</b>	98.07	96.54	97.61	99.07	99.01	99.44	100.0	100.2

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