



Глубинный магматизм, его источники и плюмы

(Deep-seated magmatism, its sources and plumes)



Крым
Иркутск
2019

*Российская Академия Наук
Сибирское Отделение
Институт геохимии им. А.П.Виноградова
Крымский федеральный университет имени В.И. Вернадского
Российский Фонд Фундаментальных Исследований
Иркутский научный центр СО РАН*



Глубинный магматизм, его источники и плюмы

**(Deep-seated magmatism,
its sources and plumes)**

*Труды
XV Международного семинара
" Глубинный магматизм, его
источники и плюмы "*

Редактор Н.В. Владыкин

Симферополь
Иркутск
2019

Глубинный магматизм, его источники и плюмы.

Труды XV международного семинара. Изд-во Института геохимии СО РАН, 2019, 356 стр., ISBN 978-5-00133-163-6.

В сборнике рассмотрены фундаментальные проблемы глубинного магматизма.

Показано, что источником крупнейших апатитовых и редкометальных месторождений могут быть обогащенные мантийные резервуары, рассмотрены рудно-геохимическая специализация и источники вещества карбонатитовых комплексов Урала и Тиммана. Приводятся данные по мантийная литосфера Приазовья, Украинский щит, показаны геохимические особенности, источники и рудоносность месторождений Жидойского и Зашихинского массивов (Вост. Саян), выявлены признаки плюмовой магматической активности в средней части русской платформы (Устьянский алмазонасный район). По кимберлитовой тематике рассмотрены особенности вещественного состава кимберлитов глубоких горизонтов трубки Юбилейная и минералогические особенности мантийного субстрата Накынского кимберлитового поля (Якутия), изучены механизмы концентрирования редких элементов в комендитовых расплавах раннемезозойской бимодальной ассоциации Сант (центральная Монголия) и минералого-геохимические особенности Цаган-Ульского пантеллеритового дайкового пояса (Северная Монголия). Рассмотрены кристаллохимические особенности редких и сложных силикатов из чароитовых пород глубинного Мурунского массива и состав пироксенов массива Инагли. Приведены данные по термобарогеохимии мантийных пород Ловозерского массива и составам и параметрам генерации исходной магмы ультрамафитов массива Уиткомст (ЮАР).

Книга представляет интерес для петрологов, геохимиков и специалистов по глубинному щелочному и кимберлитовому магматизму, студентов и преподавателей вузов.

Мероприятие проведено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 19-05-20016»)

*Печатается по решению Ученого Совета
Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН*

Ответственный редактор: доктор геол.-мин. наук Н.В. Владыкин

*Рецензенты: доктор геол.-мин. наук В.С. Антипин
доктор геол.-мин. Наук А.Б. Перепелов*

Оригинал-макет: В.И. Андриевская

Отпечатано в Глазковской типографии. г. Иркутск, ул. Гоголя 53.
Заказ №. 1098 Тираж 120 экз.

ISBN 978-5-00133-163-6

© Институт геохимии СО РАН, 2019
© Крымский федеральный университет, 2019

На обложке памятник Екатерине II в г. Симферополе, Крым

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие редактора	4
Когарко Л.Н. Обогащенные мантийные резервуары – источник крупнейших апатитовых и редкометалльных месторождений	5
Недосекова И.Л., Владыкин Н.В. Рудно-геохимическая специализация и источники вещества карбонатитовых комплексов Урала и Тимана	22
Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Белов А.В., Ермаков Н.С., Лешуков С.И. Признаки плюмовой магматической активности в средней части русской платформы (Устьянский алмазоносный район)	61
Владыкин Н. В., Алымова Н. Жидойский массив щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов: геохимические особенности, его источники и рудоносность	96
Алымова Н.В., Владыкин Н.В. Геохимия, минералогия и рудоносность редкометалльного щелочно-гранитного магматизма Восточно-Саянской зоны (на примере Зашихинского месторождения)	110
Анфилогов В.Н., Кабанова Л.Я., Игуменцева М.А. Региональный калиевый метасоматоз, гранитизация гнейсов и образование метасоматических кварцевых жил в восточной части Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса	130
Тищенко А. И., Пасынков А. А., Вахрушев Б. А. Щелочной магматизм в Крыму (краткая петрографо-минералогическая характеристика)	145
Ащепков И. В. Владыкин Н. В., Калашник А.С., Медведев Н. С., Сапрыкин А. И. Мантийная литосфера Приазовья, Украинский щит	151
Специус З.В., Аминов А.В., Иванов А.С. Особенности вещественного состава кимберлитов глубоких горизонтов трубки Юбилейная	183
Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Стегницкий Ю.Б. Уникальные минералогические особенности мантийного субстрата Накынского кимберлитового поля (Якутия)	203
Щербаков Ю.Д., Перепелов А.Б., Цыпукова С.С., Далай-Эрэдэнэ Э., Пузанков М.Ю. Минералого-геохимические особенности Цагаан-Уульского пантеллеритового дайкового пояса (Сев. Монголия)	234
Андреева И.А., Борисовский С.Е., Ярмолюк В.В. Механизмы концентрирования редких элементов в комендитовых расплавах раннемезозойской бимодальной ассоциации Сант (Центральная Монголия)	244
Соловова И.П. Состав и параметры генерации исходной магмы ультрамафитов массива Уиткомст (ЮАР). термобарогеохимическое изучение микровключений	255
Макрушина О.Д., Мокрушин А.В., Тележкин А.А. Флюидные и расплавные включения в нефелине лопаритового месторождения Ловозерского щелочного массива	274
Канева Е.В., Владыкин Н.В., Радомская Т.А., Шендрик Р.Ю., Суворова Л.Ф., Митичкин М.А., Mesto E. Кристаллохимические особенности редких и сложных силикатов из чароитовых пород Маломурунс-кого вулcano-плутонического щелочного комплекса	285
Радомская Т.А., Владыкин Н.В., Суворова Л.Ф. Химический состав пироксенов ультраосновных и щелочных пород массива Инагли (Алданский щит)	306
Пономарев Г.П., Владыкин Н.В. Индикаторная роль шпинель-оливинового парагенезиса в установлении условий происхождения дунитов центральной части массива Кондер	323
Пономарев Г.П., Владыкин Н.В., Радомская Т.А. Генетическая роль содержаний кальция в составах кристаллов оливина из ультраосновных-основных пород.	335

**Светлой памяти выдающегося петролога
Игоря Дмитриевича Рябчикова посвящается**

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

В последние годы в связи с интенсивным развитием гипотезы плюмовой тектоники в мире и России появился повышенный интерес исследователей *изучению петрологии и геохимии внутриконтинентального магматизма повышенной щелочности. К ним относятся породы щелочных комплексов, кимберлиты, щелочные базальты. Щелочные породы - уникальные образования Земли. С ними связаны крупнейшие месторождения Nb, Ta, Zr, Y, TR, Cu, P и других рудных элементов, а также и уникальные месторождения самоцветов: чароита, Сг-диопсида, дианита. В лампроитах Австралии добываются алмазы. Сложности процессов образования щелочных пород вызывали многолетние научные споры, которые не утихают и до сих пор. Развитие новых методов исследований постоянно расширяют и углубляют знания об особенностях их вещественного состава, а данные изотопно-геохимических исследований подтверждают мантийную природу источников вещества щелочных комплексов. По особенностям минеральных парагенезисов и происхождения мантийных пород можно расшифровывать глубинную геодинамику Земли.

Проблемам петрологии глубинного магматизма (щелочных пород, кимберлитов, и их мантийных ксенолитов) и связи их источников с плюмовыми процессами были посвящены 14 международных семинаров, проведенные Институтом Геохимии СО РАН в прошедшие в городах Сибири, Урала и Дальнего Востока, г. Москве, а так же в Италии и Турции с 2001 по 2014 годы.. XV семинар в 2015 г. проведен в Крыму (г. Саки).

Материалы этого семинара напечатаны в предлагаемом сборнике.

В сборнике рассмотрены фундаментальные проблемы глубинного магматизма. Показано, что источником крупнейших апатитовых и редкометальных месторождений могут быть обогащенные мантийные резервуары, рассмотрены рудно-геохимическая специализация и источники вещества карбонатитовых комплексов Урала и Тиммана. Приводятся данные по мантийная литосфера Приазовья, Украинский щит, показаны геохимические особенности, источники и рудоносность месторождений Жидойского и Зашихинского массивов (Вост. Саян), выявлены признаки плюмовой магматической активности в средней части русской платформы (Устьянский алмазоносный район). По кимберлитовой тематике рассмотрены особенности вещественного состава кимберлитов глубоких горизонтов трубки Юбилейная и минералогические особенности мантийного субстрата Накынского кимберлитового поля (Якутия), изучены механизмы концентрирования редких элементов в комендитовых расплавах раннемезозойской бимодальной ассоциации Сант (центральная Монголия) и минералого-геохимические особенности Цаган-Ульского пантеллеритового дайкового пояса (Северная Монголия). Рассмотрены кристаллохимические особенности редких и сложных силикатов из чароитовых пород глубинного Мурунского массива и состав пироксенов массива Инагли. Приведены данные по термобарогеохимии мантийных пород Ловозерского массива и составам и параметрам генерации исходной магмы ультрамафитов массива Уиткомст (ЮАР).

Книга представляет интерес для петрологов, геохимиков и специалистов по глубинному щелочному и кимберлитовому магматизму, студентов и преподавателей вузов.

Доктор геол.-мин. наук

Н.В. Владыкин

Обогащенные мантийные резервуары – источник крупнейших апатитовых и редкометалльных месторождений

Когарко Л.Н.

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН
119991 Москва, ул. Косыгина, 19. E-mail: Kogarko@geokhiru*

Абстракт. Появление щелочного магматизма в истории Земли связано с началом проявлений тектоники плит и в качестве геохимического следствия крупномасштабного метасоматоза мантии, ведущего к возникновению обогащенных резервуаров. Исследования методами ионного зонда карбонатного метасоматоза мантийного материала ряда регионов показало, что мантийные метасоматические флюиды содержат исключительно высокие концентрации редких элементов, сопоставимые с их содержаниями в Ловозерском суперкрупном месторождении и ряде карбонатитов. Полученные результаты позволяют предложить новую двустадийную модель генезиса богатых кальцием карбонатитов и связанных с ними месторождений. Источниками метасоматических флюидов, обогащенных редкими элементами, по всей вероятности являются плюмы, поступающие из аномальной мантии, существование которой подтверждается новейшими данными по сейсмической томографии и тепловому потоку Земли.

Enriched mantle reservoirs as a source of the largest apatite and rare-metal deposits

L. N. Kogarko

*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, ul. Kosygina 19, Moscow,
119991 Russia e-mail: kogarko@geokhi.ru*

Abstract. Alkaline magmatism has occurred since 2.5–2.7 Ga and its abundance has continuously increased throughout the Earth's history. Alkaline rocks appeared on the Earth with changes in the geodynamic regime of our planet, i.e., when plume tectonics was supplemented by plate tectonics. Global-scale development of plate tectonics at the Archean–Proterozoic boundary initiated subduction of already significantly oxidized oceanic crust enriched in volatiles and large-scale mantle metasomatism caused the formation of enriched reservoirs as sources of alkaline and carbonatite magmatism. Study of metasomatized mantle material showed the occurrence of traces of primary carbonatite melts, which are strongly enriched in rare elements, according to ionmicroprobe analyses. The results obtained allowed us to propose a new two-stage genetic model for Ca-rich carbonatites including (1)

metasomatic wehrlitization and carbonatization of mantle material and (2) partial melting of wehrlitized mantle with formation of carbonate-rich melts or three immiscible liquids (at high alkali contents), i.e., silicate, carbonatitic, and sulfide (at high sulfur activity).

ОБОГАЩЕННЫЕ РЕЗЕРВУАРЫ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Щелочной магматизм относится к ряду наиболее продуктивных формаций мира. Современные данные по геохимии, изотопии и сейсмической томографии показывают, что щелочной магматизм генерировался из обогащенных мантийных резервуаров. Суперкрупные комплексные месторождения редкометального сырья (Nb, Ta, Zr, TR, Sr, Ba), радиоактивных элементов, фосфора и алюминия сосредоточены в этих породах. Почти 100% мировых запасов магматического стронция, более 85% ниобия, циркония, церия связаны со щелочным и карбонатитовым магматизмом. Потребление этих элементов непрерывно растет в особенности в индустриально-развитых странах, поэтому щелочные породы можно рассматривать как сырье будущего.

Проявления щелочного магматизма наиболее типичны для платформенных режимов и контролируются мощными разломами (рифтовыми структурами) и зонами резкого уменьшения мощности континентальной литосферы. Однако надо подчеркнуть, что щелочные породы возникают практически во всех геодинамических ситуациях и щелочной магматизм активно проявлен и в мировом океане.

Эволюция магматических режимов Земли определяется прежде всего процессами глобальной дифференциации мантии, как крупнейшей геоболочки нашей планеты. С одной стороны, постаккреционная история Земли в основном связана с многократными эпизодами плавления мантии, в результате которых возникли континентальная и океаническая кора. В ходе этого процесса мантия непрерывно должна была терять легкоплавкие компоненты (CaO , Al_2O_3 , TiO_2 , редкие литофильные элементы) и превращаться в резко деплетированный субстрат, из которого способны выплавляться в дальнейшем только высокомагнезиальные, обедненные редкими элементами расплавы. Однако такой тенденции в геологическом развитии Земли не наблюдается. Напротив, появляется все большее количество фактического материала, показывающего рост обогащенности первичных мантийных магм (базальтов, пикритов) титаном, легкими редкими землями, некогерентными элементами с течением геологического времени [1].

Изотопные исследования фиксируют наличие значительно обогащенных редкими элементами резервуаров в мантии, существование которых было бы невозможно в рамках модели непрерывного глобального плавления мантии в постаккреционное время. Все это привело в последние годы к развитию идей об активном взаимодействии мантия - кора [2], в ходе которого происходит

крупномасштабный обмен веществом и создаются условия для возникновения обогащенных резервуаров.

Одним из важнейших геохимических следствий подобного процесса является образование обогащенных редкими элементами блоков в мантийном субстрате. Не вызывает сомнения, что появление щелочного магматизма в истории Земли, с которым связано колоссальное концентрирование редких элементов, вызвано именно генерацией подобных зон в мантии. Обобщение обширных литературных материалов и наших данных [3] показало, что щелочной магматизм в истории Земли возник на рубеже 2,5 - 2,7 млрд. лет.

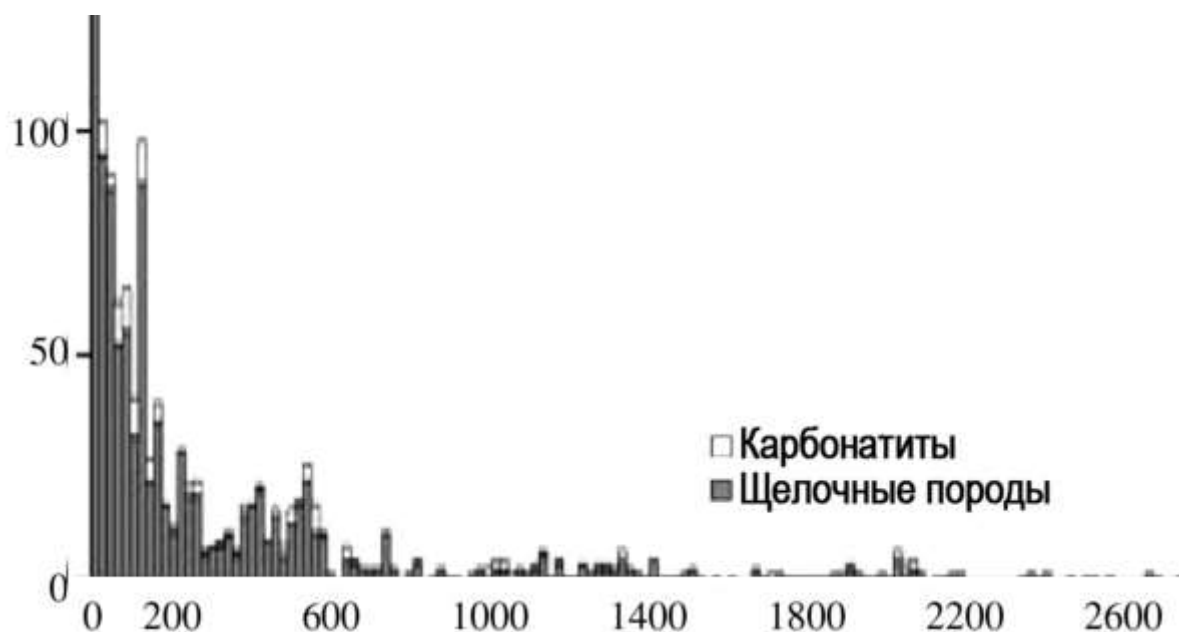


Рис. 1. Распределение интенсивности щелочного континентального магматизма во времени.

Щелочные породы старше 2700 млн. лет отсутствуют (рис. 1). Как видно из рисунка 1, в процессе эволюции Земли происходит непрерывное нарастание активности щелочного магматизма, возрастает и мощность щелочных формаций в течение геологического времени. Например, общий объем молодых платофонолитов Кении составляет более 50 тыс. км³ [4], что значительно превышает мощность щелочных проявлений всех геологических эпох вместе взятых [5]. Также отмечался рост масштабов щелочного магматизма во времени. Интересно отметить, что эволюция магматизма океанов имеет ту же направленность. На основании созданного нами банка данных по магматизму островов и подводных гор Атлантического океана, имеющему в основном щелочной характер, было показано, что интенсивность внутриплитного магматизма значительно нарастает в течении

геологического времени. Появление щелочных пород на границе Архей - Протерозой совпало с целым рядом крупных глобальных событий. Эта граница - очень важная веха в истории Земли:

1) Большинство авторов именно с этим рубежом связывают смену геодинамического режима нашей планеты - к тектонике плюмов присоединилась тектоника плит [6].

2) Именно на этом рубеже сформировалась кислородная атмосфера Земли [7] в основном за счет деятельности живых организмов и диссипации водорода в космос. Ранее атмосфера состояла из смеси CH_4 , H_2 и CO_2 [8].

3) На границе Архей - Протерозой отмечался самый мощный рост континентальной коры, сформировались платформенные режимы. Под влиянием кислородсодержащей атмосферы, на этом рубеже происходило образование "окисленных" морских осадков - джеспеллитов и карбонатов, произошло окисление палеопочв [7]. Интересно отметить, что архейские супергигантские осадочные месторождения уранинита и пирита (типа Витватерсранд), а также сидерита (Лабрадор) не имеют аналогов в постархейское время, так как минералы, слагающие эти руды, неустойчивы в кислородной атмосфере [9], [7]. Глобальные проявления тектоники плит на рубеже Архей - Протерозой вызвали субдукцию уже значительно окисленной океанической коры, содержащей повышенные концентрации летучих компонентов (в основном H_2O и CO_2), что в свою очередь привело к вовлечению в мантийные циклы этих компонентов. Активное взаимодействие кора - мантия не только способствовало увеличению содержания летучих в мантии, потерявшей эти компоненты в процессах высокотемпературной аккреции на ранних этапах развития Земли, но и вызвало окисление мантийного флюида, по-видимому, состоявшего в допротерозойское время в основном из смеси метана и водорода [10].

Рассмотрим эти вопросы более подробно. Интенсивные исследования последних лет режима мантийных флюидов выявили глубокую гетерогенность мантии в отношении окислительно-восстановительного потенциала. В свете современных данных [11], вариации фугитивности кислорода мантийного субстрата укладываются в 5 - 6 логарифмических единиц по отношению к буферной системе кварц-файялит-магнетит (QFM). Однако, несмотря на значительную неоднородность литосферной и астеносферной мантии Земли, в отношении окислительно-восстановительного состояния, наблюдаются определенные закономерности. Большинство авторов склонно считать, что наиболее древняя архейская литосферная мантия, являющаяся источником алмазов, характеризовалась весьма низкими величинами $f\text{O}_2$. Дело в том, что в алмазах, возраст которых по данным Ричардстона [12] [13] и Озимы [14] гораздо древнее вмещающих кимберлитов и составляет в некоторых случаях более 3 млрд. лет, встречаются включения безникелевого металлического железа [15] муассонита, магнезиовюстита [16] и метана [17], что свидетельствует об

исключительно восстановительной атмосфере древней архейской мантии. Эти данные хорошо согласуются с материалами по геохимии ванадия в архейских толеитах [18], которые показали значительный рост отношения Ti/V в процессах дифференциации, обусловленной фракционированием пироксенов, концентрирующих восстановленный трехвалентный ванадий. Недавно наши исследования впервые показали присутствие в мантии металлических железо-никелевых сплавов, содержащих медь фаз, слагающих ядро Земли [19]. Их присутствие требует очень низких значений фугитивности кислорода (на 3 логарифмические единицы ниже буферной смеси вюстит - железо [20]). По-видимому, подобные условия существовали в начале геологической истории Земли - около 4,6 млрд. лет назад во время формирования ядра. Экспериментальные работы Аркулуса и Делано [10] по определению окислительно-восстановительного режима мантийных нодул с помощью электрохимических ячеек показали весьма низкие величины fO_2 для ряда ксенолитов и базальтовых мегакристов, которые также близки к буферу вюстит - железо. В то же время недавние исследования Балхауза [21] установили более окисленный характер большинства мантийных перидотитов (от -2 до 0 log. ед. по отношению к буферной системе (QFM) и особенно мантийного субстрата сильно проработанного метасоматическими процессами (до 2 log. ед. выше fO_2 буфер QFM). Из всех магматических формаций наиболее окисленными (+3 log. ед. fO_2 QFM) являются андезиты и базальты островных дуг, генезис которых теснейшим образом связан с субдукцией океанической коры, а также щелочные породы океанических островов (+2 log. единицы от буфера QFM) [21]. Наши данные показали значительную окисленность высокощелочных лав острова Триндади (Kogarko et al., 1995), фугитивность кислорода которых превышает на 3 порядка fO_2 буферной смеси QFM. Исследования степени окисленности современных вулканических газов [8] показали, что соотношения H_2/H_2O и CO/CO_2 составляют 0,01 и 0,03 соответственно, что, несомненно, говорит о высоких значениях фугитивности кислорода современного мантийного магмообразования. Все эти данные еще раз подчеркивают значительную неоднородность мантии в отношении окислительно-восстановительного режима и свидетельствуют о существовании реликтов более древней восстановительной мантии среди более окисленного мантийного материала, что, несомненно, говорит о глобальных процессах окисления мантии в истории Земли. По нашему мнению, наиболее важным процессом окисления мантии является непрерывное, именно с постархейского времени, погружение окисленной литосферы в мантию. Наши расчеты, основанные на допущении о ежегодном извержении в срединно-океанических хребтах около 20 км^3 базальтового вещества, дали оценку общего количества воды, поступившего в мантию за последние 2.5 млрд. лет. В основу расчетов положено предположение об общей протяженности срединно-океанических хребтов около 65 тыс. км, средней скорости спрединга - 5 мм в год и

мощности океанической коры около 7 км. Интересно отметить, что А. Хофман [2], рассматривая вопросы рециклирования океанической коры, принимает величину ежегодного поступления материала в мантию - 20 км^3 . Допуская содержание воды в измененной океанической коре 2-3 % [22], можно заключить, что ежегодный приток воды в мантию составляет около $10^{14} \text{ г} \times \text{моль/год}$, что на порядок выше величины приводимой Кастингом с соавторами [23]. За 2,5 млрд. лет, предполагая постоянную скорость движения субдукционных плит, эта величина составляет $2,5 \cdot 10^{23}$ грамм молей воды. Принимая вес мантии Земли около $4,2 \cdot 10^{24} \text{ кг}$ (70% от веса Земли) и среднее содержание железа около 8% можно оценить количество двухвалентного железа в мантии при допущении равновесия с флюидом, отвечающим буферной системе вюстит-железо. Эта величина составляет около $4,7 \cdot 10^{24}$ грамм молей FeO. Окисление железа в мантии идет по реакции: $2\text{FeO} + \text{H}_2\text{O} = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{H}_2$ (1), в ходе которой водород может выделяться во флюид и выноситься в атмосферу Земли и даже в космос [8], вызывая повышение $f\text{O}_2$ в атмосфере нашей планеты. Расчеты показывают, что если взять за основу реакцию (1), то количества воды ($2,3 \cdot 10^{23}$ будет достаточно, чтобы окислить 1/10 железа мантии и повысить окислительный потенциал мантии до буферной системы кварц-фаялит-магнетит, который сейчас принимается большинством геохимиков [21]. По данным Де Воре [22], одна треть субдукционной воды отделяется в атмосферу в результате островодужного вулканизма. А.В.Соболев и О.Шассидон [24] предполагают, что не более 60% воды вовлекается в мантийные циклы.

Приведенные нами расчеты носят полуколичественный характер, однако, несомненно, говорят о реалистичности процессов окисления мантии за счет субдукционной воды. По данным [23] и других исследователей [25] в мантию, путем процессов погружения океанической коры, содержащей карбонатный материал, осуществляется приток углекислоты, равный приблизительно $6 \cdot 10^{12} \text{ г} \times \text{моль/год}$, что значительно меньше по сравнению с водой. Интересно в этой связи отметить, что среди щелочных формаций карбонатиты, состоящие на 20% из углерода, по нашим подсчетам занимают не более 6-27%. Связь карбонатитов с процессами рециклирования океанической коры подтверждается огромным разбросом значений δC_{13} для карбонатитовых комплексов различных регионов [26].

Согласно модели, разрабатываемой Галимовым [27], главным процессом окисления мантийного флюида является диспропорционирование железа в ядро Земли. Скорее всего, несколько факторов определяли окислительно-восстановительный режим мантии в истории Земли.

Наши обобщения показывают, что калиевые породы возникли позже натровых в истории Земли, примерно на рубеже 1.5 млрд. лет. Можно предполагать, что именно в это время [28] усилились процессы погружения континентальной коры, значительно обогащенной калием, в мантию.

Глобальное окисление мантийного флюида в раннем протерозое способствовало началу крупномасштабного метасоматоза мантии, так как именно окисленная флюидная фаза ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$) способна переносить огромные количества силикатного материала [29].

Таким образом, процессы окисления атмосферы Земли, а затем мантии на границе Архей - Протерозой, как результат смены геодинамического режима планеты и резкой активизации взаимодействия кора - мантия, привели к глобальным метасоматическим перемещениям вещества и возникновению обогащенных редкими элементами зон в подкоровом субстрате-источнике щелочного магматизма. Совпадение по времени этих событий (окисление атмосферы и появление щелочных пород) не может быть случайным и, несомненно, указывает на фундаментальную связь этих процессов. Появившись в конце Архея, по указанным выше причинам, щелочные магматиты, в течение всего Протерозоя, по крайней мере, до конца венда, пользовались лишь весьма ограниченным распространением (рис1). Небольшое возрастание имело место лишь в конце среднего протерозоя, между 1300 и 1000 млн. лет. Зато, начиная с 600 млн. лет, распространенность щелочных магматитов почти неуклонно возрастала, с пиками на уровне ~ 550, 400, 250 млн. лет и, особенно резко, начиная с 200-180 млн. лет, достигнув рекордного значения ~ 40 млн. лет назад, т.е. в эоцене. Этот характер распространения щелочных магматитов оказывается справедливым и для отдельных континентов (Северной и Южной Америки, Африки), и для Восточной Европы и Сибири. Отмечается и резкое возрастание распространенности кимберлитов, лампроитов и карбонатитов, начиная с конца ордовика с максимумом в позднем мелу - раннем палеогене [30]. Следует, однако, оговориться, что эта картина несомненно искажена тем фактом, что значительная часть более древних щелочных пород, слагавших океанские острова и подводные горы, оказалась поглощенной в зонах субдукции. Это касается, в частности, мезозойских магматитов восточной части Тихого океана. Поэтому наибольшую степень сохранности обнаруживают щелочные массивы в пределах континентальных платформ. Если бы удалось учесть это обстоятельство, картина распространения щелочных пород во времени была бы менее контрастной. Думается, однако, что она не претерпела бы принципиальных изменений. Поэтому эта явная неравномерность в проявлении щелочного магматизма, с его значительным возрастанием в фанерозое, требует своего объяснения. Как известно, преобладающее число щелочных массивов формировалось во внутриплитной обстановке, в результате проявления активности мантийных струй-плюмов. Лишь часть их размещалась на осях спрединга, но, только там, где с ними сочетались горячие точки, как, например, Азорский архипелаг в Атлантике. Вместе с тем, на глубинном мантийном уровне, как показали данные сейсмоотомографии, относительно пограничной зоны мантия-ядро,

наблюдается органическая взаимосвязь между погружением в эту зону слэбов субдуцируемой океанской литосферы и подъемом (по соседству) восходящих мантийных струй-плюмов. Именно благодаря этому, даже в вулканиках, образующихся глубоко в пределах литосферных плит, изотопно-геохимические исследования обнаруживают следы присутствия рециклированного корового материала, что недавно установлено, в частности, для гавайских вулканов [2].

Следует учитывать еще одно важное обстоятельство. Весьма вероятно, что в истории Земли происходило чередование периодов с господством общемантийной и двухъярусной - раздельно нижне- и верхнемантийной конвекции. Вторая преобладала в эпохи формирования суперконтинентов - Пангей, первая - в эпохи их существования и начала распада. Кстати, появление щелочных пород совпало с эпохой образования первого (из более или менее уверенно установленных) суперконтинента в истории Земли (Пангея-0). В периоды двухъярусной конвекции субдуцируемые слэбы, как и предполагал А. Рингвуд, [4] могли задерживаться на границе верхней и нижней мантии и именно отсюда могли подниматься плюмы. Поскольку существует определенная зависимость между вязкостью мантии и ее способностью к раздельной или общемантийной конвекции, а именно: с повышением вязкости, вызванным охлаждением Земли, возрастает вероятность перехода к общемантийной конвекции, которая, очевидно, и преобладает в современную эпоху; в то время, как в позднем Архее, скорее всего, имела место двухъярусная конвекция, и плюмы, соответственно, зарождались в подошве переходной зоны от верхней к нижней мантии на глубине 660-670 км. Более значительные изменения глубинной геодинамики следует предполагать для конца неопротерозоя. Они совпали с распадом суперконтинента Родиния (начало позднего рифея) и могли выразиться в установлении общемантийной конвекции. В еще большем масштабе это могло произойти позднее, в период 400-250 и особенно 200-180 млн. лет, в эпоху начала распада вегенеровской Пангеи. Именно с этого времени, по данным сейсмической томографии, многие слэбы субдуцируемой океанской литосферы - на восточной периферии Тихого океана, Монголо-Охотского и Южно-Аннуйского палеоокеанов [31], стали достигать слоя D'' в основании мантии и, следовательно, способствовать подъему плюмов с этой глубины. Таким образом, могло начаться поступление материала обогащенного флюидами из низов мантии, с глубины 1000-1200 км, а не с границы нижняя-верхняя мантия - 670 км, как это считалось еще недавно.

Выявленное нами возрастание роли щелочного магматизма в истории Земли может отражать постепенное вовлечение в общемантийную конвекцию и адвекцию (плюмы) все более глубоких уровней мантии Земли со все возрастающим обменом вещества между поверхностью Земли и земной корой, и ее более глубокими недрами в процессе рисайклинга, и все

возрастающее дренирование последних метасоматизирующими флюидными потоками.

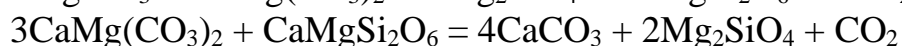
ГЛОБАЛЬНЫЙ МАНТИЙНЫЙ МЕТАСОМАТОЗ И ГЕНЕЗИС ОБОГАЩЕННЫХ РЕЗЕРВУАРОВ ПОДКОРОВЫХ ЗОН

В качестве геохимического следствия глобальной дегазации субдуцированного материала и высвобождения окисленного флюида (воды и углекислоты) может возникнуть крупномасштабное пленочное плавление по механизму, предложенному Рингвудом [25]. Можно предполагать, что именно расплавы низких степеней плавления, обогащенные водой и углекислотой, способные к переносу огромного количества редких несовместимых элементов и щелочей [25], являются главными агентами метасоматоза мантийного субстрата. Экспериментальными исследованиями [19] показано, что при высоких давлениях водный флюид может содержать десятки процентов силикатов, обогащенных щелочами.

Ранее нами и другими авторами [19] была показана решающая роль метасоматических процессов в генезисе щелочных магм. Только метасоматический привнос редких литофильных элементов в зоны магмообразования щелочных расплавов может объяснить, с одной стороны, резкую обогащенность щелочных магм редкими литофильными элементами, а с другой стороны, их деплетированный характер в отношении радиогенных изотопов. В качестве примера можно привести наши данные [32], [3] по изотопии крупнейших в мире щелочных комплексов Кольского полуострова (Хибинский и Лавозерский массивы), с которыми связаны супергигантские редкометальные месторождения. Эти работы показали резко деплетированный, в отношении редких элементов, характер исходного мантийного субстрата - источника щелочного магматизма. На диаграмме мантийных корреляций $\epsilon_{Nd} - \epsilon_{Sr}$ данные для пород и руд Хибинского и Лавозерского массивов попадают в деплетированную область [32]. Подобный парадокс может быть объяснен только очень быстрой подачей метасоматизирующего материала, сильно обогащенного несовместимыми редкими элементами в мантийный очаг плавления, причем этот процесс был настолько быстрым, что радиогенные изотопы (^{87}Sr , ^{143}Nd) не успевали накопиться и изменить первоначальное деплетированное соотношение изотопов стронция, самария и неодима в исходном мантийном субстрате. Детальные исследования мантийного материала различных регионов в последние годы [33], а также наши данные [34] показали значительную роль процессов метасоматоза в геохимической истории мантии. Появление амфиболов, флогопитов, апатита, первичных карбонатов, минералов группы линдслеит-матиазит и других фаз, концентрирующих редкие элементы, связано исключительно с метасоматическими реакциями мантийного субстрата, скорее всего, с расплавами малых степеней плавления. В этой

связи представляет большой интерес работа Д.Франсиса [35], который показал, что частичное плавление сильно амфиболизированной метасоматизированной мантии приводит к генерации щелочных расплавов. Высокощелочные стекла в мантийных метасоматизированных ксенолитах были описаны также Эдгаром [36]. Нами, при исследовании интенсивно метасоматизированных и карбонатизированных нодулей островов Монтана Клара (Канарский архипелаг) и Фернандо ди Норонья (Бразилия) в ассоциации с первичными карбонатами, были обнаружены стекла, отвечающие по составу пересыщенным щелочами фонолитам и трахитам. Таким образом, генерация щелочных магм в ходе частичного плавления метасоматизированной мантии не вызывает сомнения.

В последние годы мы вели активные исследования мантийного карбонатного метасоматоза различных регионов мира. Нами в мантийном субстрате океанической мантии ряда о-вов Атлантики [37] был впервые обнаружен первичный карбонат, метасоматически развивающийся по следующим реакциям:



Возникают метасоматические клинопироксены и оливины второй генерации. Используя ионный микрозонд САМЕСА, мы получили содержания редких элементов в метасоматических пироксенах океанической и континентальной карбонатизированной мантии (Канарские о-ва, о-в Фернандо де Норонья, Восточная Антарктида). Зная величины коэффициентов распределения редких элементов в равновесиях пироксен-карбонатный расплав [38, 40], мы рассчитали содержания редкоземельных и редких элементов в мантийных метасоматизирующих карбонатных расплавах. Интересно отметить, что средний состав гигантского Ловозерского массива, с которым связаны суперкрупные редкометальные месторождения, попадает (рис. 2) в интервал рассчитанных значений для мантийных метасоматических флюидов. Сопоставление полученных данных с литературными материалами по составу карбонатных расплавов метасоматизированной мантии других регионов [39] показало их большое сходство. Все они без исключения обогащены легкими редкими землями и несовместимыми элементами, но в различной степени. Подобное распределение редких земель (обогащенность легкими редкими землями), несомненно, говорит о том, что генезис метасоматических расплав-растворов определялся равновесиями кристалл-расплав, так как величины коэффициентов распределения легких редких земель в большинстве мантийных породообразующих минералах, в особенности в гранатах, заметно ниже, по сравнению с тяжелыми редкими землями. В большинстве рассчитанных составов метасоматического расплав-флюида отмечаются минимумы высокозарядных катионов титана, циркония, ниобия (рис. 2), что согласуется с экспериментальными данными [38], показавшими низкую

растворимость этих элементов в высокотемпературных карбонатитовых жидкостях.

Однако в некоторых случаях отмечаются максимумы нормированных содержаний высокозарядных элементов, например титана и циркония (рис. 2), что, по-видимому, говорит о щелочных карбонатно-силикатных составах метасоматизирующего компонента, так как согласно экспериментальным данным [38], растворимость высокозарядных катионов резко возрастает в силикатных расплавах повышенной щелочности. Несмотря на некоторые различия составов метасоматических расплавов, все они значительно обогащены редкими несовместимыми элементами и легкими редкими землями. Универсальный характер мантийных флюидов, в отношении геохимии редких элементов, фундаментальная особенность геохимии мантии.

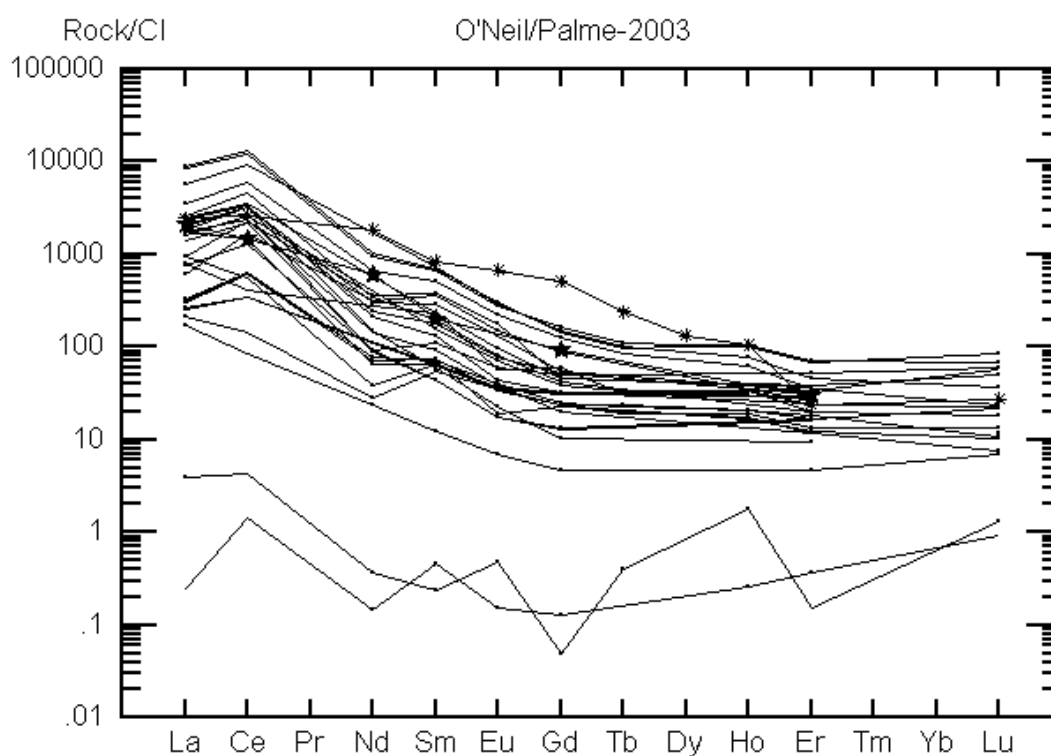


Рис. 2 Спайдер-диаграммы для мантийных метасоматизирующих расплав-флюидов.

Рассчитано на основании данных ионного микрозонда для метасоматических клинопироксенов мантийного материала о-ва Фернандо де Наронья, Восточной Антарктиды, Канарского архипелага.

- ★ - спайдер-диаграмма для среднего состава пород Ловозерского щелочного массива,
- *-средний состав карбонатитов.

По всей вероятности восходящие мантийные плюмы, вызывая очень малые степени частичного плавления окружающего субстрата (в особенности у подошвы плюма), приводят к возникновению расплавов, обогащенных редкими элементами и летучими компонентами, которые, обладая очень низкими вязкостями, быстро проникают в верхние структурные этажи и метасоматически замещают мантийные перидотиты.

Дальнейший подъем диапира приводит к частичному плавлению ранее метасоматизированной мантии и генерации щелочных магм значительно обогащенных редкими элементами. Предложенная модель генезиса обогащенных резервуаров в целом согласуется с геохимией метасоматизирующих расплав-флюидов, однако она предполагает исключительно низкие степени плавления мантийного субстрата. Учитывая тот факт, что мантийными источниками суперкрупных редкометальных месторождений Кольского полуострова является резко обедненный редкими элементами субстрат [32], масса деплетированного материала-источника метасоматических флюидов должна быть колоссальной. Разумнее предполагать, что источником редких элементов гигантских щелочных интрузий является материал самого плюма, состав которого значительно обогащен редкими элементами даже по сравнению с примитивной мантией. Рассмотрим эти вопросы более подробно в следующем разделе.

ГЛУБИНЫ ФОРМИРОВАНИЯ ОБОГАЩЕННЫХ РЕЗЕРВУАРОВ

В свете современных концепций, в мантии Земли выделяют два глобальных резервуара: верхняя и нижняя мантия. В последние годы работами по сейсмотомографии [41] установлено существование новой структурной гетерогенности нижней мантии, которая начинается около 1000км и продолжается до слоя D''-2300. В этой области отмечается заметное замедление скорости продольных волн [41]. Эти данные предполагают не два динамических режима (верхняя и нижняя мантия) в мантийном резервуаре Земли, как это было принято ранее, а три. Выявленная неоднородность прослеживается приблизительно на 2/3 пограничного слоя нижняя мантия-ядро (рис. 3) и составляет 20-30% от всей мантии Земли. Гетерогенность обусловлена повышенной вязкостью и плотностью в самых низах нижней мантии. Размеры и морфология этой области («мегаплюма») свидетельствуют в пользу химической неоднородности нижней мантии. Если бы эта гетерогенность имела термическую природу, то ее существование было бы весьма коротким вследствие колоссального потока тепла из ядра. Увеличение плотности материала аномальной зоны, по-видимому, связано с фазовым распадом силикатов и формированием высокоплотных окислов (магнезиовюстит, стишовит) при давлении выше 650кб. Выделение магнезиовюстита, обогащенного железом, – еще один механизм возникновения более тяжелого субстрата. Предположение о существовании

аномального слоя в нижней мантии подтверждается моделированием теплового режима Земли. Поток тепла всей нашей планеты оценивается в 44 TW, причем тепловой поток земной коры, за счет высоких концентраций радиоактивных элементов, составляет 6 ТМ [42], в этом случае поток тепла мантии и ядра должен быть около 38 TW. Даже если бы вся Земля имела хондритовый состав, то ее тепловой поток составил бы только 31 TW [43]. В настоящее время твердо установлено, что от 25% до 90% мантийного субстрата значительно деплетировано в отношении редких и радиоактивных

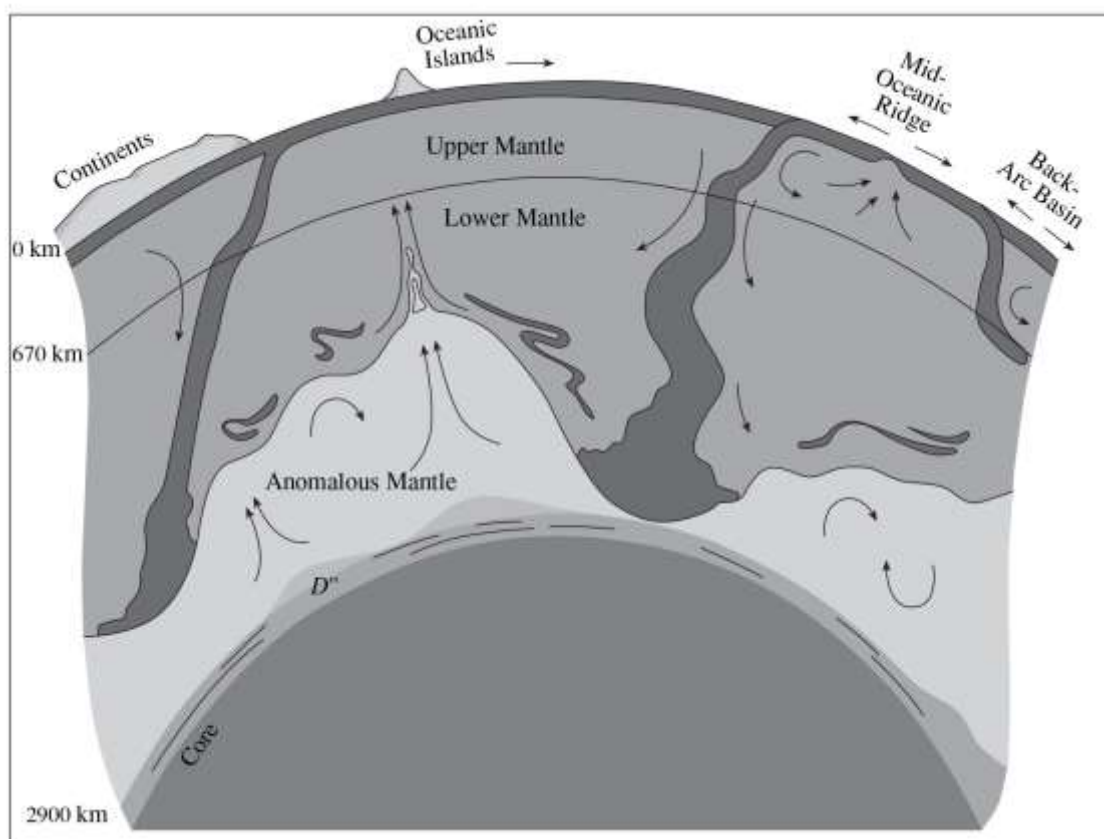


Рис 3 Схема структуры верхней и нижней мантии Земли по данным (Van-der-Hilst, Karason, 1999).

элементов (источник - базальты срединно-океанических хребтов MORB), следовательно, тепловой поток Земли должен быть ниже 31 TW, в действительности же эта величина значительно выше (44 TW). Отсюда следует, что в мантии должен существовать слой, продуцирующий огромную массу тепла, соответствующую концентрации U-25,6 ppm [43].

Генезис обогащенной редкими и радиоактивными элементами зоны в нижней мантии не ясен. Предложена модель длительного и изолированного с ранних этапов развития Земли существования резервуара, возникшего в процессе эволюции глобального магматического океана, либо в результате рециклинга архейской коры, обогащенной мафическими компонентами и

редкими несовместимыми элементами. Повышенные концентрации радиоактивных элементов должны приводить к дополнительному потоку тепла в этой зоне, обуславливая существование очень высоких температур в зоне D". Горячий плотный материал нижней мантии, под влиянием потока тепла из ядра, мог всплывать, приводя к формированию таких суперплюмов, как Африканский и Западно-Тихоокеанский. Мы рассмотрели возможность генерации Кольской щелочной провинции (одной из крупнейших в мире) из аномальной зоны нижней мантии. По оценкам [44] общая мощность щелочных пород Хибинского и Ловозерского массива составляет около 11000 км^3 . Зная средние концентрации редких элементов в этих породах [44], таких как цирконий и торий, можно оценить объем материала примитивной или деплетированной мантии - источника этих пород. Наши изотопные исследования показали [32], что гигантские щелочные интрузии Кольского полуострова генерировались из деплетированного в отношении редких элементов мантийного субстрата. Расчеты показали, что для возникновения Ловозерской и Хибинской интрузий объем материала примитивной мантии должен составлять около $3.7 \times 10^6 \text{ км}^3$, а деплетированной - $3.8 \times 10^7 \text{ км}^3$. Эти цифры нереалистичны, они сопоставимы и даже превышают объемы наиболее крупных мантийных плюмов, в то время как геологические данные не подтверждают связь Кольской щелочной провинции с крупным плюмом. Например, объем материала Сибирского суперплюма составляет около $7 \times 10^6 \text{ км}^3$ [42]. Таким образом, эти расчеты свидетельствуют о, вероятно, значительно более обогащенном источнике щелочно-ультраосновной формации Кольского полуострова, каким и может быть аномальный слой нижней мантии. Общие закономерности фракционирования редких и радиоактивных элементов в мантийных резервуарах позволяют подойти к оценке распределения несовместимых элементов в аномальном слое нижней мантии. Как уже отмечалось, согласно расчетам [41], содержание U в аномальной зоне составляет 25.6 ppm. Допуская пропорциональность фракционирования несовместимых элементов в мантийных процессах, можно предполагать, что их концентрации, также как и содержание урана, будут примерно на 2 порядка выше, по сравнению с примитивной мантией. Конечно, эти оценки носят полуколичественный характер. Однако, при этом допущении, при плавлении аномального субстрата нижней мантии на 15 % (обычно допускаемая степень плавления суперплюмов), в областях развития платобазальтов привнос 5-30 % метасоматизирующего флюида может обеспечить генерацию щелочных расплавов, с концентрациями редких элементов, близких к их средним содержаниям в ультраосновных щелочных магмах, которые рассматриваются как первичные для ультраосновных щелочных формаций Полярной Сибири и Кольского полуострова. Расчеты проводились на основе закономерностей распределения ниобия в примитивной (0.7 ppm) и аномальной мантии (70 ppm), метасоматизирующем

расплаве (расчетная величина – 490 ppm), первичной магме (131 ppm) [44] и предположении о 5 % плавлении метасоматически преобразованного субстрата. Принимая эти величины концентраций ниобия, расчетная доля привноса метасоматического материала составит - 1.3 %. При допущении степени плавления мантии в 1 %, количество метасоматизирующего расплав-флюида будет очень мало: около 0.013 %. Наши исследования, а также литературные материалы [45], показывают, что содержания метасоматических минералов (амфиболы, слюды, апатит и др.) в мантии весьма незначительны - доли процента. Очень часто процессы метасоматоза в мантии вообще не приводят к формированию отдельных минеральных фаз. Привнос редких элементов метасоматизирующими расплавами весьма незначителен и приводит только к росту их концентраций в породообразующих минералах.

Таким образом, эволюция щелочного магматизма в истории Земли определялась интенсивностью мантийного метасоматоза, приводящего к возникновению обогащенных резервуаров-источников щелочных магм. Глобальное развитие метасоматоза в подкоровых зонах сопряжено с процессами субдукции океанической коры, активно начавшимися на границе Архей-Протерозой. Генезис суперкрупных редкометальных месторождений, по-видимому, связан с процессами мантийного метасоматоза, источником которого было частичное плавление аномального субстрата нижней мантии, выявленного новейшими работами в области сейсмофотографии [41].

Работа выполнена при поддержке программы РАН № 22.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Campbell, J.H. and Griffiths, R.W.**, The Changing nature of the mantle hotspots through time: implications for the chemical evolution of the Mantle // *J. Geology*. 1992. V. 92. P. 497-523.
2. **Hofmann A. W.**, Mantle Geochemistry: The Message From Oceanic Volcanism, *Nature*, 1997. V. 385. P. 219-229.
3. **Kogarko L.N., Henderson I., Pacheco A.H.** Primary Ca-rich carbonatite magma and carbonate-silicate-sulfide liquid immiscibility in the upper mantle // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1995, V. 121, p. 267-275.
4. **Логачев Н.А.**, Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки, Москва, Наука, 1977, p. 145.
5. **Лазаренков В.Г.**, Формационный анализ щелочных пород континентов и океанов. Ленинград, Недра, 1988, p. 230.
6. **Хаин В.Е.**, Основные проблемы современной геологии, Москва, Наука, 1994.
7. **Adam J. and Green T.**, Experimentally determined partition coefficients for monor and trace elements in peridotite minerals and carbonatitic melt, and their relevance to natural carbonatites // *Eur. J. Miner.*, 2001, V. 13, p. 815-827.
8. **Holland. H.**, The Chemical Evolution of the Atmosphere and Ocean // Princeton: Princeton Univ. Press, 1984, V. 235.

9. **Cloud P.E.**, Atmospheric and hydrospheric evolution on the Primitive Earth. 1992, p 729-736.
10. **Walker J.C.**, Evolution of the Atmosphere. N. Y.: Macmillan Publishing Co, 1977, p 306.
11. **Arculus R.J., Delano J.W.**, Implications for the primitive atmosphere of the oxidation state of Earth's upper mantle // Nature, 1980, V. 288, p. 72-74.
12. **Haggerty S., Tompkin S.**, Redox state of Earth's upper mantle from Kimberlitic ilmenites // Nature, 1983, V. 303, p. 295-300.
13. **Richardson S.H.**, Latter-day origin for diamonds of eclogitic paragenesis // Nature, 1986, V. 322, p. 623-626.
14. **Kramers S.D.**, Lead, uranium, strontium, potassium and rubidium in inclusion-bearing diamonds and mantle-derived xenoliths from Southern Africa // Earth.Planet.Sci.Lett., 1979, V. 42, p. 58-70.
15. **Ozima M., Zashu S., Nitoh O.**, Primitive Helium in diamonds // Geochim. Cosmochim. Acta., 1983, V. 47, p. 2217-2224.
16. **Соболев Н.В., Ефимова Е.С., Поспелова Л.М.**, Ксенолиты алмазо-содержащих перидотитов в кимберлитах и проблемы генезиса алмазов // Геология и геофизика. 1981. № 12. С. 25-29.
17. **Meyer H.**, Inclusions in diamonds // Ed. P.H. Nixon, Mantle xenoliths. Chichester: John Wiley and Sons, 1987, p. 501-522.
18. **Giardini A.A., Melton C.E.**, The nature of cloud-like inclusions in two Arkansas diamonds // American. Miner., 1975, V. 60, p. 931-933.
19. **Shervais J.W.**, Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // Earth Planet. Sci. Lett., 1982, V. 59, p. 101-118.
20. **Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н., Нгафлос Т., Курат Г.**, Металлические фазы в мантийных ксенолитах // ДАН, 1994, Т. 338, N 1, с. 95-98.
21. **O'Neil H.S.C.**, The origin of the Moon and the early history of the earth-a chemical model. // Geochim. Cosmochim. Acta, 1991, V. 55, Part 2, p. 1159-1172.
22. **Bullhaus C.**, Redox states of lithospheric and asthenospheric upper mantle // Contrib.Mineral.Petrol., 1993, V. 114, p. 331-348.
23. **De Vore. G. M.**, Relations between subduction, slab heating, slab dehydration and continental growth // Lithos., 1983, V. 16, № 4, p. 255-264.
24. **Kasting J. F., Egglar D.H., Raeburn S.P.**, Mantle Redox Evolution and the Oxidation State of the Archean Atmosphere // J. Geology, 1993, V. 101, N 2, p. 245-257.
25. **Sobolev A.V., Shoussidon O.N.**, H₂O concentrations in primary melts from supra-subduction zones and mid ocean ridges: implications for H₂O storage and recycling in the mantle // Earth Planet. Sci. Lett., 1996, V. 197, N 1, p. 45-55.
26. **Ringwood. A.E.**, Slab - Mantle Interactions. 3. Petrogenesis of Intraplate Magmas and Structure of the Upper Mantle // Chem. Geol., 1990, V. 82, p. 187-207.
27. **Bell K.**, Carbonatite Genesis and Evolution. London, Unwin Hyman, 1989, p. 618.
28. **Bullhaus C.**, Redox states of lithospheric and asthenospheric upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol., 1993, V. 114, p. 331-348.
29. **Galimov E.M.**, Redox evolution of the Earth caused by a multi-stage formation of its core, 2005, EPSL, V. 233, p. 263-276.
30. **Браун Д., Массет А.**, Недоступная Земля. М.: Мир, 1984, 320 с.
31. **Wendland R.F. and Harrison W.S.**, Rare Earth Partitioning Between Immiscible Carbonate and Silicate Liquids and CO₂ Vapor: Results and Implication for the Formation of Light Rare Earth-Enriched Rocks // Contrib. Mineral. Petrol., 1979, V. 69, p. 409-419.

32. Сахно А.Д., Щевырев Л.Т., Зинчук Н.Н., Эпохи мощного корообразования и алмазоносного магматизма в истории Земли // Воронежский Гос. Универ., 1999, с. 78.
33. Vander Voo. R., Spakman W. and Bigwaard H., Nature, 1999, V. 347, p. 246-249.
34. Когарко Л.Н., Крамм У., Грауэрт Б., Новые данные о возрасте и генезисе щелочных пород Ловозерского массива (изотопия рубидия и стронция) // ДАН СССР, 1981, Т. 260, № 4, с.1000-1005.
35. Meen J.K., Ayers J.C., Fregeau E.J., A model of mantle metasomatism by carbonated alkaline melts: trace-element and isotopic compositions of mantle source regions of carbonatite and other continental igneous rocks. Unwin Hyman, 1989, p.464-500.
36. Когарко Л.Н., Неоднородность верхней мантии и магматизм океанических островов // Океанический магматизм, М.: Наука, 1986, с. 73-80.
37. Fransis D., Some implications of xenolith glasses for the mantle sources of alkaline mafic magmas // Contrib. Mineral. Petrol., 1991, V. 108, p. 175-180.
38. Edgar A.D., Lloyd F.E., Forsyth D.M., Barnett R.L., Origin of glass in upper mantle xenoliths from the Quaternary volcanics of Gees, West Eifel, Germany // Contrib. Mineral. Petrol., 1989, V. 103, p. 277-286.
39. Когарко Л.Н., Проблемы генезиса гигантских редкометальных месторождений Кольского полуострова // Российская Арктика: Геологическая история, Минералогия, Геоэкология, Санкт-Петербург, 2002, p. 773-788.
40. Adam J. and Green T., Experimentally determined partition coefficients for major and trace elements in peridotite minerals and carbonatitic melt, and their relevance to natural carbonatites // Eur. J. Miner., 2001, V. 13, p. 815-827.
41. Rivalenti G., Mazzucchelli M., Girardi V., Vannucci R., Barbieri M., Zanetti A., Steve L., Goldstein S., Composition and processes of the mantle lithosphere in northeastern Brazil and Fernando de Noronha: evidence from mantle xenoliths // Contrib. Mineral. Petrol., 2000, V. 138, p. 308-325.
42. Kogarko L.N., Gero K., Teodoro N., Carbonate metasomatism of the oceanic mantle beneath Fernando de Noronha Island, Brasil // Contrib. Mineral. Petrol., 2001, V. 140, p. 577-587.
43. Rob D., van der Hilst and Hrafnkell Karason, Compositional Heterogeneity in the Bottom 1000 Kilometers of Earth's Mantle: Toward a Hybrid Convection Model // Science, March, 1999, V. 283, p. 1885-1888.
44. Milanovsky E.E., Rifts zones of the geologic past and their associated formations // Report 2 Int. Geol. Rev., 1976, V. 18, p. 619-639.
45. Арзамасцев А.А., Беа Ф., Глазнев В.Н., Арзамасцева Л.В., Монтеро П., Кольская щелочная провинция в палеозое: оценка состава первичных мантийных расплавов и условий магмогенерации // Российский журнал наук о Земле, 2001, Т. 3, N 1, с. 1-35.
46. Menzies M.A. and Hawkesworth C.J., Mantle Metasomatism // Acad. Press, Londo

Рудно-геохимическая специализация и источники вещества карбонатитовых комплексов Урала и Тимана

Недосекова И.Л.¹, Владыкин Н.В.²

¹ *Институт геологии и геохимии УрО, E-mail: vladi49@yandex.ru*

² *Институт геохимии СО РАН
vlad@igc.irk.ru*

Абстракт. В результате проведенных исследований установлена рудная специализация карбонатитовых комплексов Урало-Тиманского региона: **ниобиевая** и **редкоземельно-ниобиевая** – для карбонатитовых комплексов Урала, **редкоземельная** – для карбонатитов Тимана. Карбонатиты ильмено-вишневогорского миаскит-сиенит-карбонатитового комплекса (Урал) представляют собой промышленный **ниобиевый** тип месторождений (с пироклоровым типом руд). Карбонатиты булдымского ультрабазит-карбонатитового комплекса (Урал) представляют собой **редкоземельно-ниобиевый** тип месторождений (монацит-эшинит-колумбит-пироклоровый тип руд). Карбонатиты четласского комплекса (Средний Тиман) представляют собой **цериевоземельный** тип месторождений бастнезитовых карбонатитов (с монацит-бастнезитовым типом руд). Rb-Sr и Sm-Nd изотопные параметры карбонатитовых комплексов Урала подтверждает их мантийный источник и аналогичны таковым карбонатитовых комплексов формации УЩК, локализованных в краевых частях платформ (с умеренно деплетированными источниками DM) и в докембрийских кратонах (с наиболее глубинными мантийными источниками типа EM1). Четласский комплекс дайковых ультрабазитов и карбонатитов Среднего Тимана имеет мантийный источник вещества с незначительной добавкой рециклированного корового компонента.

Ключевые слова: месторождения ниобия и редких земель, пироклоровые карбонатиты, бастнезитовые карбонатиты, Rb-Sr и Sm-Nd изотопная систематика, источники вещества, Урал, Тиман

Ore-geochemical specialization and sources of Ural and Timan carbonatite complexes

Nedosekova I. L.¹, Vladykin N. V. ²

¹Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg 620016, 15 Vonsovsky str.
E-mail: vladi49@yandex.ru

²Institute of Geochemistry 664033, Irkutsk, Favorskogo str., 1A; vlad@igc.irk.ru

Abstract. The ore specialization of carbonatite complexes of Urals-Timan region has been established: niobium and rare earth-niobium – for the Urals’ carbonatite complexes, the rare-earth – for carbonatites of Timan. The carbonatites of Il'meno-Vishnevogorsky miaskite-carbonatite complex (Southern Urals) are industrial niobium type deposits (pyrochlore type of ores). The Buldym ultrabasic-carbonatite complex (Southern Urals) are rare earth-niobium type deposits (monazite-aeschynite-columbite-pyrochlore type of ores). The Chetlassky carbonatite complex (Middle Timan) are cerium type deposits of bastnesite carbonatites (with monazite-bastnesite type of ores). The Rb-Sr и Sm-Nd isotope characteristics of the Ural carbonatite complexes confirm their mantle source and are similar to those of the ultrabasic-alkaline-carbonatite complexes located in the marginal parts of the platforms (with mantle sources of the moderately depleted DM and FOZO types) and in Precambrian cratons (with the deepest mantle sources of the EM1 type). The Chetlassky carbonatite complex (Middle Timan) has a mantle source with an insignificant addition of a recycled crust component.

Keywords: pyrochlore carbonatites, bastnesite carbonatites, niobium and rare earths deposits, Rb-Sr and Sm-Nd isotopic systematics, Urals, Timan

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время основным критерием прогнозирования запасов месторождений твердых полезных ископаемых (в частности, ниобиевых, танталовых руд и редкоземельных элементов) является отнесение их к той или иной редкометальной формации, которой соответствует промышленный тип месторождений. Так, к промышленным и потенциально промышленным типам месторождений ниобия, тантала и редких земель относятся месторождения редкометальных щелочных, карбонатитовых и гранитных формаций с соответствующей рудной специализацией, продуктивность которых определена по данным мировой практики.

Среди карбонатитовых комплексов выделяется 3 формационных типа (на основе генетической связи с определенным типом магматизма, с учетом типа щелочности, геохимической специфики и рудоносности) [4, 7]: 1) карбонатитовые комплексы щелочно-ультраосновной формации с натриевым типом щелочности (УЩК); 2) карбонатитовые комплексы щелочно-габброидной (щелочно-базальтоидной) формации с калиевым типом щелочности; 3) карбонатитовые комплексы нефелин-сиенитовой формации, связанные с линейными зонами щелочных метасоматитов, нефелиновыми и щелочными сиенитами (или комплексы «линейно-трещинных зон» [1]). В качестве 4 формационного типа были выделены также ультраосновные комплексы калиевой (и натрово-калиевой) специфики, связанные с кимберлитовыми магмами [6, 10].

Редкометальным карбонатитовым формациям соответствуют следующие промышленные и потенциально-промышленные типы

месторождений, характеризующиеся структурно-морфологическим типом рудных тел, рудной специализацией – природным (минеральным) типом руд, содержанием основных компонентов в руде, попутными компонентами, промышленным типом руд, а также примерами типовых месторождений России и мира: 1) **ниобиевый** в массивах ультраосновных щелочных пород, карбонатитов и щелочных метасоматитов (пирохлоровый тип руд), Белозиминское месторождение, Большетагнинское месторождение, Восточно-Саянская провинция (Россия), Сент-Оноре (Канада); 2) **ниобиевый и редкоземельно-ниобиевый** в корах выветривания карбонатитов ультраосновной щелочной формации (апатит-пирохлор-колумбитовый тип руд), Белозиминское месторождение (Россия), Араша (Бразилия); 3) **ниобиевый** в корах выветривания карбонатитов и щелочных метасоматитов зон региональных разломов (пирохлоровый и колумбит-пирохлоровый тип руд), Татарское месторождение, Енисейский кряж, Россия; 4) **цериевоземельный** в бастнезитовых карбонатитах (бастнезитовый тип руд), Карасугское месторождение (Россия), Маунтин-Пасс (США) [25].

Со щелочными формациями связаны следующие промышленные типы месторождений: 1) **цериевоземельно-ниобий-танталовый** в массивах дифференцированных аргитовых нефелиновых сиенитов (лопаритовый тип руд), Ловозерское месторождение, Кольская УЩК провинция (Россия); 2) **редкоземельно-ниобий-танталовый** в щелочных метасоматитах (циркон-тантал-пирохлоровый с фторидами редких земель тип руд), Катунгинское месторождение (Россия); 3) **ниобий-танталовый** в метасоматитах по гранитоидам щелочного ряда (циркон-пирохлор-колумбитовый тип руд), Улуг-Танзекское, Зашихинское месторождения (Россия) [25].

Необходимо отметить, что разнообразие минералогических и петрохимических типов, геохимической и рудной специализации щелочных карбонатитовых комплексов, их специфической рудоносности, обычно достигающей промышленных масштабов, значительный диапазон физико-химических условий кристаллизации, различия химизма и физического состояния карбонатитообразующих систем обуславливают сложность и неоднозначность отнесения некоторых карбонатитовых комплексов к определенному рудно-формационному типу. Задача формационной идентификации карбонатитовых комплексов часто требует детальных исследований и анализа всей совокупности геологических, петрографических, минералогических и геохимических данных.

На территории России располагаются крупнейшие провинции щелочного карбонатитового магматизма, с которыми связаны редкометальные месторождения различных рудно-формационных типов. Так, провинции щелочно-ультраосновных кольцевых карбонатитовых комплексов натровой специфики локализованы на щитах и в обрамлении протоплатформ и представлены Карело-Кольской (Балтийский щит), Маймеча-Котуйской, Восточно-Саянской, Сетте-Дабанской, Восточно-Алданской (обрамление

Сибирской платформы) провинциями. Для карбонатитов этого формационного типа характерна обогащенность ниобием, цирконием, стронцием, редкими землями, барием, ванадием, титаном, фосфором, а также танталом, свинцом, цинком, торием. С этим рудно-формационным типом связаны Ловозерское Ti-REE-Nb-Ta месторождение (Хибины), уникальное по запасам и качеству руд Nb-REE месторождение Томтор (Якутия), крупные Nb-P месторождения Восточной Сибири - Белая Зима, Средняя Зима, Большетагнинское (Иркутская область), Nb-REE Чуктуконское (Чадобецкое поднятие), Nb-REE и U-Th-REE Кийское (Енисейский кряж); Неске-Вара и Африканда (Мурманская область) месторождения и некоторые другие. Из всех перечисленных месторождений разрабатывается только Ловозерское, на остальных месторождениях добыча и извлечение не ведутся, отчасти из-за того, что они расположены в труднодоступных районах с отсутствующей инфраструктурой.

Карбонатитовые комплексы щелочно-основной формации с калиевым типом щелочности приурочены к рифтовым структурам платформ и на территории России представлены Западно-Алданской провинцией (В. Сибирь). В отличие от комплексов первого формационного типа (УЩК), в них концентрируется лишь стронций, барий, редкие земли, ванадий, свинец, цинк, а содержания ниобия, циркония и фосфора низкие. В особых случаях встречаются самоцветы – чароит и дианит. Крупнейшие REE месторождения этого формационного типа связаны с бастнезитовыми карбонатитами – Маунтин-Пасс (США) и Баюнь-Обо (Китай), которое обеспечивает производство более половины мировой продукции редких земель цериевой группы, в России – Карасугское месторождение (Ц. Тува).

Кроме того, в складчатых областях Урала и Сибири расположены карбонатитовые комплексы щелочных пород и карбонатитов «линейно-трещинного типа» (Ильмено-Вишневогорский, Урал; Пенченгинский, Енисейский кряж, В. Сибирь), с которым связаны промышленные месторождения ниобия (Вишневогорское, С.Урал; Татарское, Красноярский край, Сибирь). Эти месторождения были первыми из карбонатитовых месторождений в России, на которых велась промышленная добыча ниобия.

В Тиманской складчатой области также известны рудопроявления карбонатитов, связанные с четласским дайковым комплексом, формационная принадлежность которого до сих пор остается предметом дискуссий [14, 43, 35, 37, 38, 44, 24, 39, 41, 31].

Для карбонатитовых комплексов щелочно-ультраосновной формации (УЩК), которые развиты на щитах и в обрамлении платформ, в настоящее время разработаны петрологические и изотопно-геохимические модели формирования, позволяющие интерпретировать их происхождение и источники их вещества [56; 58; 66; 68; 78; 59; 57; 64; 10]. По данным изотопных исследований предполагается, что происхождение этих комплексов и карбонатитов связано с глубинным мантийным источником,

возможно, с мантийными плюмами (НІМУ, FОZO) и смешением плюмового компонента с обогащенным компонентом ЕМ1 [56; 66; 55; 59].

Для карбонатитовых комплексов складчатых зон (которые известны на Тимане, в Алтае-Саянской, Тянь-Шанской, Гималайской складчатых областях) и в частности для карбонатитовых комплексов линейного типа (ильмено-вишневогорский комплекс, Ю.Урал) до настоящего времени остаются актуальными вопросы их генетического соотношения с платформенными карбонатитовыми комплексами щелочно-ультраосновной и щелочно-габброидной формаций, а также вопросы источников расплавов, времени и места их генерации.

С целью изучения рудно-геохимической специализации и источников вещества карбонатитовых комплексов Уральской и Тиманской складчатых областей нами были проведены минералогические и изотопно-геохимические исследования пород и минералов ильмено-вишневогорского миаскит-сиенит-карбонатитового и буддымского ультрабазит-карбонатитового комплексов Южного Урала [32; 31; 33; 71], а также четласского комплекса дайковых щелочных ультрабазитов и карбонатитов Среднего Тимана [Недосекова и др., 2013].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Определение концентраций микропримесных элементов в породах и минералах (всего 35 элементов) осуществлялось с помощью кислотного разложения проб и последующего масс-спектрометрического окончания на тандемном анализаторе высокого разрешения с ионизацией в индуктивно-связанной плазме «HR/ICP-MS Element 2» (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург). Погрешность мультиэлементного анализа не более $\pm(8-10\%$ отн.) при содержании элемента больше 10–20 предела его обнаружения.

Исследование химического состава рудной минерализации (редкометалльных карбонатов и фосфатов) из карбонатитов Косью (Средний Тиман), рудных редкометалльных ниобиевых минералов (пироксенов, эшинитов, колумбитов) из карбонатитов ильмено-вишневогорского комплекса (Урал) было выполнено на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX100 (ЦКП «Геоаналитик», ИГГ УрО РАН, Д.А. Замятин) и на электронном микрозонде «САМЕВАХ-micro» в ИГМ СО РАН, Новосибирск (аналитик В.В. Шарыгин). Последние предварительно анализировались на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-6390LV с энергодисперсионной приставкой Oxford INCA Energy 450 X-Max 80 (ЦКП «Геоаналитик», ИГГ УрО РАН, С.П. Главатских и И.А. Готтман). Параметры электронно-зондового микроанализа: ускоряющее напряжение 15 кВ, ток зонда 15 нА, размер пучка 5 мкм (апатиты и силикаты), 20 мкм (карбонаты). Калибровки выполнены с использованием стандартных

образцов: апатит (F), жадеит (Na, Al), ортоклаз (K), родонит (Mn), гематит (Fe), рутил (Ti), оксид хрома (Cr), SrSO_4 (S, Sr), BaSO_4 (Ba), $\text{CsLaP}_4\text{O}_{12}$ (La), $\text{CsCeP}_4\text{O}_{12}$ (La), алюмосиликатные стекла REE1 (Pr, Y), REE3 (Sm, Gd), REE4 (Nd); концентрация Mg, Ca, Si в силикатных минералах определялись по диопсиду, а в углеродсодержащих – по доломиту (Mg), кальциту (Ca) и диопсиду (Si). Учтено наложение линии Nd L_α на Ce L_β . Время измерения интенсивности линии в максимуме – 10 с, фона – 5 с. Изменение химического состава кальцита во время измерения учитывалось процедурой аппроксимации интенсивности в нулевой момент времени по промежуточным значениям интенсивности.

Определение изотопного состава и концентраций Sr и Nd в карбонатах карбонатитов ильмено-вишневогорского и булдымского комплексов (Южный Урал) было выполнено в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург) на семи-канальном масс-спектрометре «Finnigan MAT-262» (RPQ) в статическом режиме. Методики определения изотопного состава Sr и Nd детально описаны в работе [32].

Измерение изотопного состава (Rb/Sr и Sm/Nd) валовых проб пород (миаскитов, сиенитов, фенитов) ильмено-вишневогорского и ультрабазитов (оливинитов и перидотитов) булдымского комплексов, а также вмещающих пород вишневогорской и ильменогорской свит (Южный Урал) было проведено в ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты). Измерения проводились на семи-канальном масс-спектрометре «Finnigan MAT-262» (RPQ) в статическом режиме. Методики определения изотопного состава Sr и Nd детально описаны в работах [2; 32].

Определение изотопного состава Sr и Nd в карбонатитах и породах четласского комплекса (Средний Тиман) было выполнено в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург) масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления с использованием аналитического комплекса на базе TIMS Triton Plus. Были исследованы изотопные составы Sr и Nd в карбонатах и апатитах из карбонатитов четласского комплекса. Кроме того, было проведено изучение изотопного состава Sr и Nd в валовых пробах пород (лампрофирах, пикритах, а также в кислотных вытяжках из карбонатсодержащих лампрофиров) [33].

КАРБОНАТИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ УРАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Рудоносные карбонатиты Урала связаны с ильмено-вишневогорским комплексом (ИВК) – одним из крупных щелочных комплексов мира с редкометально-редкоземельной и самоцветной минерализацией и многочисленными месторождениями и рудопроявлениями редкометального, редкоземельного и керамического сырья. В 40х годах XX века в ИВК работами поисково-разведочной экспедиции, возглавляемой М.Г. Исаковым, были открыты эндогенные карбонатные жилы с пироклоровой

минерализацией – первая рудная зона Вишневогорского месторождения ниобия (Зона 140), связанного с пироклорсодержащими карбонатитами. В конце 50х годов был организован Вишневогорский ГОК и начата промышленная разработка Вишневогорского месторождения. В последующие 50 лет поисково-съёмочными и геолого-разведочными работами Уральской ГСЭ, Вишневогорской ГРП Минцветразведки, Челябинской ГРЭ были открыты новые месторождения и рудопроявления ниобия и редких земель, связанные с карбонатитами ИВК (рис. 1).

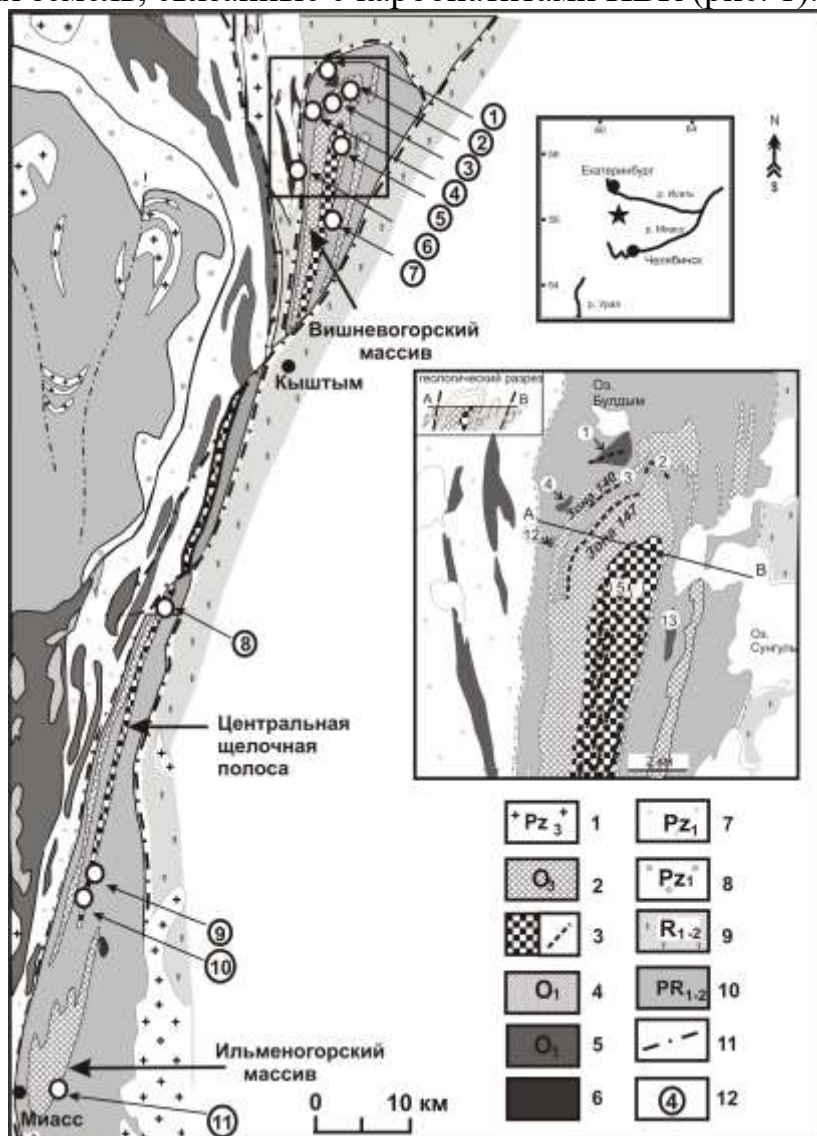


Рис. 1. Схема геологического строения Ильмено-Вишневогорского щелочно-карбонатитового комплекса, по материалам [22, 12].

1 – граниты (Pz_3); 2, 3 – ильмено-вишневогорский комплекс (O_3): 2 – миаскиты Вишневогорского и Ильменогорского массивов, 3 – зоны метасоматитов, карбонатитов, силикатно-карбонатных пород Центральной щелочной полосы; 4 – габбро офиолитовой формации (O_1); 5 – гипербазиты офиолитовой формации (O_1); 6 – метаяльтрабазиты булдымского комплекса ($PR?$); 7 – вулканогенно-осадочные образования Тагило-Магнитогорского мегасинклиория (Pz_1); 8 – сланцы гранато-слюдяные и эклогиты

восточной периферии Уфалейского срединного массива (Pz₁); 9 – плагиосланцы и кварциты обрамления Сысертско-Ильменогорского срединного массива (R₁₋₂); 10 – плагиогнейсы, гранитные мигматиты, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты Сысертско-Ильменогорского и Уфалейского срединных массивов (PR₁₋₂); 11 – тектонические разломы и несогласия; 12 – основные месторождения и рудопроявления Nb и PЗЭ, связанные с карбонатитами (цифры в кружках): 1 – Булдымское (Nb и PЗЭ), 2, 3 – Вишневогорское (Nb) (2 – зона 125; 3 – зона 140, 147), 4 – Спирихинское (PЗЭ), 5 – Светлинское (Nb), 6 – Каганское (PЗЭ), 7 – Потанинское (Nb), 8 – Увильдинское (Nb), 9 – Байдашевское (Nb), 10 – Ишкульское (Nb), 11 – Ильменское, копь 97 (Nb и PЗЭ), 12 – Халдихинское, 13 – Сунгульское.

Ильмено-вишневогорский комплекс, сложенный K-Na плюмазитовыми нефелиновыми сиенитами (миаскитами), сиенитами, фенитами, Непегматитами и карбонатитами с REE-Zr-Nb-минерализацией, расположен на Южном Урале в осевой части Сысертско-Ильменогорского антиклинория, в блоке докембрийских пород – микроконтиненте, залегающем среди уральских палеоокеанических комплексов.

ИВК состоит из двух факолитоподобных интрузивных массивов миаскитов (20-25×6 км) – Вишневогорского и Ильменогорского, соединенных Центральной щелочной полосой, протягивающейся субмеридионально на расстояние более 100 км и сложенной цепью пластообразных тел миаскитов, сиенитов, ореолами фенитов, щелочных метасоматитов и карбонатитами (см. рис. 1). Широко распространены щелочные (нефелин-микроклиновые) и сиенитовые пегматиты, встречающиеся как в эндо-, так и в экзоконтактах миаскитовых массивов.

Карбонатиты широко развиты в апикальной части Вишневогорского массива миаскитов, встречаются в корневой части массива, в породах Центральной щелочной полосы, а также в экзоконтактовом ореоле миаскитовых интрузий [23, 28, 33]. Ранние карбонатиты (севиты I) залегают в миаскитах Центральной щелочной полосы, слагают линзовидные и пластообразные тела протяженностью в сотни метров и мощностью до 10 метров и представлены брекчиевидными, флюидальными и массивными разностями кальцитового состава, содержащими нефелин, полевые шпаты, биотит, аксессуарный черный U-(Ta)-пирохлор, циркон, ильменит, апатит, магнетит, пирротин, пирит. Более поздние разности карбонатитов (севиты II) образуют гнезда и жилы в телах ранних карбонатитов и сиенитах, а также штокверки и жильные тела выполнения в экзоконтактовых фенитовых ореолах миаскитовых интрузий. Поздние карбонатиты – крупнозернистые, с крупными (до 10–20 см) кристаллами биотита, апатита, полевых шпатов, красно-бурого пирохлора, аксессуарным ильменитом, пирротинном, пиритом.

Кроме того, карбонатиты встречаются в массивах ультрабазитов булдымского комплекса (Булдымском, Спирихинском и других ультрабазитовых массивах), залегающих в породах вишневогорской свиты

(PRvs) в обрамлении миаскитовых интрузивов (см. рис. 1) [34, 23, 26]. В ультрабазитах карбонатиты (севит III) доломит-кальцитового состава и содержат амфиболы ряда рихтерит-магнезиоарфведсонит, слюды ряда флогопит-тетраферрифлогопит, акцессорные пирохлор, циркон, магнетит, ильменит, пирротин, пирит и сопровождаются мощными зонами флогопит-рихтеритовых метасоматитов. Доломитовые карбонатиты (бефорситы IV) содержат монацит, эшинит, редкоземельный пирохлор, колумбит, ферсмит, апатит, ильменит, циркон, стронцианит и другие акцессорные минералы.

Наиболее крупные месторождения карбонатитов находятся в северной части комплекса в зоне эндо- и экзоконтакта Вишневогорского миаскитового интрузива. Вишневогорское месторождение ниобия, которое было открыто в 40х годах и разрабатывалось более 50 лет, связано с пирохлорсодержащими карбонатитами в с-з эндоконтакте Вишневогорского массива миаскитов (Зона 147), а также в седловидной залежи миаскитов (Зона 140). Кроме того, отдельные зоны Вишневогорского месторождения связаны с карбонатитами в фенитовом ореоле Вишневогорского интрузива (Зона 125, 135).

Многочисленные месторождения пирохлорсодержащих карбонатитов установлены и разведаны в Центральной щелочной полосе. Самое крупное из месторождений – Потанинское месторождение ниобия, разведано в 1985 году, и запасы отнесены в разряд резервных. Кроме того, здесь открыты Светлоозерское, Увильдинское, Байдашевское и Ишкульское рудопроявления пирохлорсодержащих карбонатитов [24] (см. рис.1).

Булдымское и Спирихинское месторождения ниобия и редких земель, а также Халдихинское рудопроявление, связанное с карбонатитами в одноименных массивах ультрабазитов, залегающих вблизи западного контакта Вишневогорского интрузива, были открыты и разведаны в 1980х годах [22]. Рудопроявления карбонатитов с Nb-REE минерализацией установлены также в ультрабазитовых массивах Каганского и Силачского комплексов в 2км западнее Вишневогорского массива [34, 23]. В обрамлении Ильменогорского миаскитового массива в ультрабазитах восточного экзоконтакта открыты рудопроявления редкометально-редкоземельных карбонатитов (Ильменское рудопроявление, копь 97) [31].

Ильмено-вишневогорский комплекс послужил прототипом «линейных» карбонатитовых комплексов (или комплексов «линейно-трещинного типа») – самостоятельного формационного типа карбонатитов, связанных с линейными зонами щелочных метасоматитов, нефелин-сиенитовыми и щелочно-сиенитовыми породами. Особенности геологического строения ИВК (линейная форма, широкое развитие щелочных метасоматитов и фенитов, распространение карбонатитов в виде жильных тел, штокверков и метасоматических зон), пространственная и генетическая связь карбонатитов с нефелиновыми сиенитами и зонами фенитизации, отсутствие серий щелочно-ультраосновных магматитов (йолит-уртитовых, мелилитсодержащих серий и др.), а также особенности петрохимии и

геохимии щелочных пород и карбонатитов отличают его от кольцевых карбонатитовых комплексов Na-ультраосновной щелочной формации и формации K-щелочно-основных пород. Эти особенности позволили выделить ильмено-вишневогорский комплекс в самостоятельный формационный тип «карбонатитов, нефелиновых сиенитов и линейных зон щелочных метасоматитов» [4, 5, 21, 7], также названный «формацией карбонатитов линейно-трещинных зон» [2].

К настоящему времени аналогичные карбонатитовые комплексы «линейного типа», связанные с нефелиновыми сиенитами и фенитами, известны на Украине (Черниговская зона), в Сибири (Татарская зона, Енисейский кряж), Норвегии (Стъёрней, Сорроу), Финляндии (Сиилиньярве), Канаде (Лонни, Пери-Ривер, Верайти, Кастингтон, Кравье, Нисикатч), Индии (Корати), Бразилии (Анджико Дос Диас), Австралии (Муд Танк), Анголе, Намибии.

РУДНАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛА

Рудная редкометальная минерализация ильмено-вишневогорского комплекса представлена минералами группы пирохлора (пирохлор, U-пирохлор (гатчеттолит), REE-пирохлор (мариньякит), бетафит), минералами группы эшинита (эшинит, торозшинит, ниобозшинит, алюмоэшинит), минералами группы колумбита (колумбит, титанколумбит, магнезиоколумбит), цирконом, ильменитом, монацитом, сфеном. Реже встречаются такие редкометальные акцессорные минералы, как ильменорутит, ферсмит, торианит, кальциостроницианит, хроммагниевоый чевкинит, Се-фергусонит, давидит, бритолит, церит, бастнезит, ортит, барилит, катаплеит [3, 11, 10, 12, 33, 32, 20, 23].

Основным рудным минералом редкометальных месторождений ильмено-вишневогорского комплекса является пирохлор. Пирохлор в ИВК, как и в других комплексах щелочных пород и карбонатитов, является продуктом остаточной кристаллизации карбонатизированной щелочной магмы и образуется на заключительных стадиях функционирования щелочно-силикатно-карбонатной магматической системы, а также при более поздних метасоматических процессах ремобилизации и переотложения рудного вещества. В результате пирохлор является сквозным минералом и присутствует во многих разновидностях пород – в миаскитах и сиенитах, особенно в их пегматоидных разновидностях, в миаскит-пегматитах (биотит-нефелин-микроклиновых), сиенит-пегматитах (биотит-микроклиновых и эгирин-авгит-микроклиновых), в меланократовых карбонатно-силикатных породах. В наиболее значительных количествах пирохлор встречается в карбонатитах, как ранних, так и поздних стадий карбонатитообразования (сёвиты I, сёвиты II, севиты III), а также в щелочных метасоматитах

(альбититах, фенитах, слюдитах, флогопит-рихтеритовых метасоматитах и др.).

В миаскитах и сиенитах пироклор представлен октаэдрическим кристаллами темно-бурого, иногда оранжевого цвета размером 0.01-0.1 мм. В пегматоидных разностях размеры пироклора увеличиваются до 0.5 см, а в пегматитах - до нескольких см. Распределение пироклора неравномерное: в пегматитах и альбититах он образует струевидные скопления и мелкую рассеянную вкрапленность (размеры кристаллов от 2-3 мм до нескольких см).

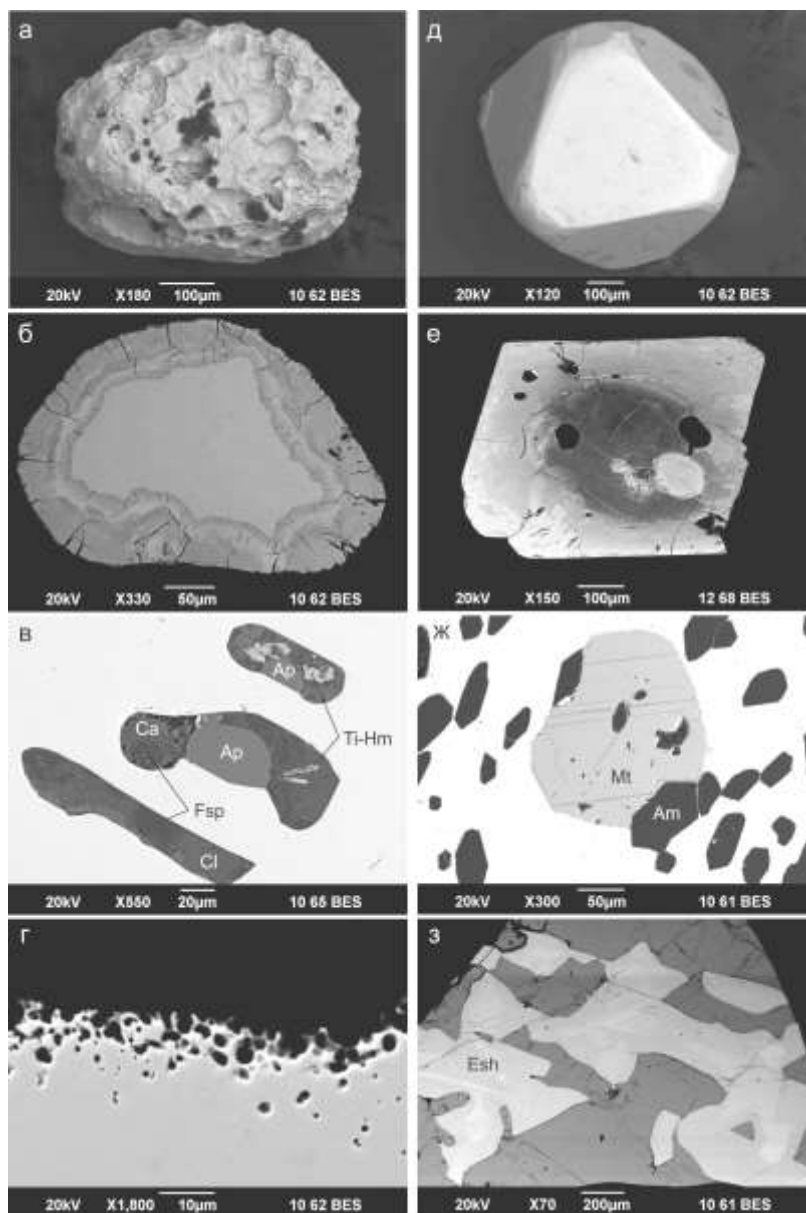


Рис. 2. Морфология и особенности внутреннего строения кристаллов пироклора карбонатитовых комплексов Урала

Ильмено-вишневогорский комплекс: а-в – пироклоры ранней карбонатитовой стадии, Потанинское месторождение: а – зерно U-(Ta)-пироклора со сферическими кавернами (севит I), внутренне строение гидратированного U-(Ta)-пироклора (севит I), в – многофазные включения в зерне фторкальциопироклора (севит I); г-е – пироклоры

позднекарбонатитовой стадии: г) (REE-Sr)-пирохлор, содержащий в краевой части пузыри, севит-II, Потанинское месторождение, д) кубооктаэдрический кристалл (Sr-REE)-пирохлора, севит II, Вишневогорское месторождение е) внутреннее строение кристалла пирохлора: реликтовое ядро, сложенное гидратированным U-содержащим пирохлором (темно-серое в BSE), окаймленное (Sr-REE)-пирохлором (светло-серое в BSE), Вишневогорское месторождение.

Булдымский комплекс: ж – кристаллы пирохлора с многочисленными включениями амфибола (фторрихтерита) и магнетита из флогопит-рихтеритовых метасоматитов, з – REE-Th-пирохлор в сростании с эшинитом из слюдистых метасоматитов, Булдымское месторождение.

Am - амфибол, Mt - магнетит, Ti-Hm - титан-гематит, Ca - кальцит, Ap - апатит, Cl - хлорит, Esh - эшинит.

В ранних силикокарбонатитах (севитах I) и меланократовых карбонатно-силикатных породах месторождений и рудопроявлений Центральной щелочной полосы (Потанинское месторождение, Увильдинское рудопроявление) пирохлор встречается в виде мелких кристаллов и округлых зерен черного и зеленовато-черного цвета и представлен U-(Ta)-содержащей разновидностью (уранпирохлором). Поверхность зерен уранпирохлоров часто имеет сферические каверны, вероятно, представляющие собой области разрушения от пробега альфа-частиц в результате радиоактивного распада U и Th (рис. 2а). Часто зерна и кристаллы уранпирохлора с краев и по системам трещин подверглись вторичным изменениям различной степени с образованием концентрических текстур и трещин разбухания (рис. 2б). В севитах I также встречаются зерна пирохлора темно-бурого цвета, содержащие мультифазные включения (апатит, кальцит, калишпат, хлорит, титангематит), которые могут являться результатом захвата пирохлором богатого CO₂ и H₂O расплава (рис. 2 в). Уникальной особенностью пирохлоров и уранпирохлоров Центральной щелочной полосы являются пустотелые сферы (пузыри) размерностью менее 10 мкм, фиксируемые как во внутренних, так и во внешних частях кристаллов (рис. 2г). Возможно, это отражает специфику флюидонасыщенности расплава (высокую концентрацию летучих), из которых кристаллизовались пирохлоры, либо это были капли солей, несмешивающихся с карбонатным расплавом.

Пирохлоры поздних карбонатитов (севитов II) Вишневогорского и Потанинского месторождений образуют октаэдрические и кубооктаэдрические кристаллы размером 0,05-1,5 см красно-бурого, ярко-красного, желтого и оранжевого цвета (рис. 2д). Часто встречаются кристаллы сложного внутреннего строения – с реликтовыми ядрами черного цвета, сложенными гидратированным U-содержащим пирохлором, и обрастаниями новообразованного ярко-красного пирохлора, что может быть связано с его образованием при процессах растворения-переотложения ранних генераций пирохлора под воздействием флюида на поздних стадиях рудообразования (рис. 2е).

В доломит-кальцитовых карбонатитах (севитах III) булдымского

комплекса пирохлор образует красно-бурые кристаллы и зерна размером 0,5-10 см. В ассоциирующих флогопит-рихтеритовых метасоматитах также встречается мелкая вкрапленность желто-бурого пирохлора (метакристаллы?) с многочисленными включениями амфибола (фторрихтерита) (рис. 2ж), а в слюдитах отмечается уранпирохлор (округлые зерна черного цвета с зеленовато-черными каймами размером 0,1-0,5 см) и темно-бурый REE-Th-пирохлор, образующий крупные кристаллы (до 15 см) в сростании кристаллами эшинита-(Ce) (рис. 2з). В доломитовых карбонатитах присутствуют мелкие кристаллы эшинита, чевкинита и колумбита.

Нами были изучены коллекции пирохлора из различных месторождений и рудопроявлений ИВК, переданные нам известным исследователем и первооткрывателем месторождений ИВК В.Я. Левиным, а также пирохлоры и другие редкометальные минералы, собранные авторами. Было проведено исследование химического и микроэлементного состава 30 проб редкометальных минералов из различных месторождений ИВК – Вишневогорского, Потанинского и Булдымского месторождений, а также рудопроявлений Пургино и Увильды. Химический состав пирохлоров и эшинитов ИВК был изучен на микрозонде Cameca-100 в ИГГ УрО РАН (аналитик Д.В. Замятин).

Рудная ниобиевая минерализация редкометальных месторождений миаскит-карбонатитового комплекса (Вишневогорское, Потанинское месторождения, Увильдинское рудопроявление) представлена собственно пирохлором, U-(Ta)-пирохлором (гатчеттолитом), Ti-пирохлором (бетафитом), Ta-содержащим пирохлором, REE- и Sr-содержащими разновидностями пирохлоров [23, 30]. На Булдымском и Спирихинском месторождениях баикского ультрабазитового комплекса основным рудным минералом также является пирохлор (в том числе U-(Ta)- и REE-содержащие разновидности пирохлора), и, кроме того, в значительных количествах присутствуют колумбит, эшинит, монацит, хроммагнезиочевкинит [23, 32, 26]. Согласно последней номенклатуре пирохлоровой группы минералов (на основе преобладающего катиона или аниона в позициях B = Nb, Ti, Ta; A = Ca, Na, REE, Y, Sr, Ba, Mn, Mg, U, Th и Y = O, OH, F) [45] пирохлоры ИВК могут быть классифицированы как U-(Ta)-содержащие гидроксил- и оксикальциопирохлоры (уранпирохлоры, по классификации [60]), и фторкальциопирохлоры (в том числе Ta-, REE_{Ce}- и Sr-содержащие разновидности). Измененные пирохлоры представлены гидроксил-, кено- и гидропирохлором [46].

Разновидности пирохлора ильмено-вишневогорского комплекса приурочены к определенным типам пород и определенной эволюционной стадии функционирования щелочно-магматической системы.

Так, U-(Ta)-содержащие гидроксил- и оксикальциопирохлоры (15-24 мас. % UO₂; 1-14 мас. % Ta₂O₅) встречаются в меланократовых силикатно-

карбонатных породах и в ранних карбонатитах (сёвиты I) Потанинского и Увильдинского месторождений Центральной щелочной полосы, а также на Булдымском месторождении. Этот тип пироксенов, вероятно, наиболее ранний и образуется на завершающих стадиях эволюции щелочно-карбонатитовой магматической системы [27].

Та-содержащие фторкальциопироксены (1.5-5 мас.% Ta_2O_5 ; 0-4.2 мас.% UO_2) встречаются в нефелиновых пегматитах в апикальной части Вишневогорского массива (Вишневогорское месторождение, рудная зона 147, 140), а также на Потанинском месторождении. Этот пироксен формируется на пегматитовой стадии кристаллизации щелочного расплава.

Фторкальциопироксены с максимальными содержаниями Nb_2O_5 (65-69 мас.%), с низкими содержаниями микропримесей, встречаются в миаскитовых пегматоидах и карбонатитах Вишневогорского массива, а также в кальцит-доломитовых карбонатитах булдымского комплекса. Этими разновидностями пироксена сложены основные рудные зоны Вишневогорского (рудные зоны 140 и 147) и Булдымского месторождений, встречаются они также и на Потанинском месторождении.

Sr- и REE-содержащие фторкальциопироксены (3-6 мас.% $LREE_2O_3$; 1.5-4.5 мас.% SrO) формируются в поздних карбонатитах Вишневогорского массива, а также в пироксен-полевошпатовых жилах и карбонатитах экзоконтактового фенитового ореола Вишневогорского массива и Центральной щелочной полосы. Встречаются в виде самостоятельных кристаллов (рис. 2 д), иногда образуют каймы вокруг U-содержащих реликтовых ядер пироксена (рис. 2 е). REE-Th-содержащие фторкальциопироксены (3-4,5 мас.% $LREE_2O_3$; 5.9-8.0 мас.% ThO_2) в сростании с эцинитом установлены в слюдястых метасоматитах булдымского комплекса. Вероятно, что формирование этих разновидностей пироксенов происходит на завершающих стадиях (позднекарбонатитовой) эволюции комплекса, а также может быть связано с этапом метаморфических преобразований коллизионной стадии. Представительные химические составы и содержания редких элементов в породах ильмено-вишневогорского и булдымского комплексов Южного Урала приведены в табл. 1.

Исследование геохимии пород ильмено-вишневогорского комплекса показало, что и миаскиты, и карбонатиты характеризуются значительными содержаниями высокозарядных (HFSE) элементов – прежде всего Nb и Ta, а также Zr, Hf, V, Ti (табл. 1, рис. 3), близкими таковым рифтогенных карбонатитовых комплексов ультраосновной щелочной формации (УЩК). При этом, породы ильмено-вишневогорского комплекса обогащены по сравнению с породами карбонатитовых комплексов УЩК-формации крупноионными литофильными элементами (LILE) – прежде всего Sr, в меньшей степени K, Rb, Cs, Li, REE, что сближает их карбонатитовыми комплексами щелочно-основной формации [8], а также с комплексами

коллизийных тектонических режимов [47]. Одновременная обогащенность высокозарядными (HFSE) и крупноионными литофильными элементами (LILE) является характерной особенностью щелочно-карбонатитовых комплексов «линейно-трещинного» типа [27].

Содержания HFSE-элементов в рудных карбонатитах ильмено-вишневогорского миаскит-карбонатитового комплекса (г/т) – Nb (до 1500), Zr (до 100), Hf (0.5), Ta (3.6), Ti (100-1000), V (10-70), сопоставимы (но несколько ниже) с содержаниями в редкометальных карбонатитовых месторождениях УЩК-формации (в среднем 800 г/т и до 4% Nb и в среднем 47 г/т и до 0.2% Ta). При этом, карбонатиты ИВК значительно обогащены Sr (3700-21000 г/т) по сравнению с ранними фациями карбонатитов УЩК (в среднем, 5800 г/т). Содержания РЗЭ в карбонатитах ИВК (1500–3200 г/т) близки содержаниям в ранних высокотемпературных карбонатитах УЩК.

Средние содержания основных рудных компонентов Nb_2O_5 и TR_2O_3 , попутные компоненты, а также минеральный состав руд месторождений карбонатитовых комплексов Урала приведены в сопоставлении с основными промышленными типами ниобиевых месторождений по [25] в табл. 2.

Средние содержания Nb_2O_5 в карбонатитовых рудах Потанинского месторождения составляют 0.168 %, в фенит-карбонатитовых 0.126%. Содержания попутных компоненты карбонатитовых руд: SrO – 1%, ZrO_2 – 0.078%, TR_2O_3 – 0.15%, P_2O_5 – 1.1%, U – 0.0065, Th – 0.0026, Ta_2O_5 – 0.0008%. Средние содержания Nb_2O_5 в карбонатитовых рудах Вишневогорского месторождения (Рудная зона 147, 140) составляют 0.09% и 0.14% соответственно, попутные компоненты ZrO_2 – 0.04, TR_2O_3 – 0.07%, Ta_2O_5 – 0.001% [23, 13].

Таким образом, ильмено-вишневогорский комплекс, являющийся представителем нефелин-сиенит-карбонатитовой формации (или формации «линейно-трещинных зон») имеет ниобиевую специализацию.

Руды Вишневогорского и Потанинского месторождений представлены ниобиевым (пироклоровым) карбонатитовым промышленным типом руд (с попутными компонентами P, REE, Zr, U, Th, Sr), аналогичным таковым в месторождениях карбонатитовых комплексов УЩК-формации. При этом, содержания рудных компонентов, в частности Nb_2O_5 , в них несколько ниже, чем в богатых рудах (0.2-0.8%) карбонатитовых месторождений УЩК-комплексов.

Концентрации редких элементов в рудных карбонатитах булдымского карбонатит-ультрабазитового комплекса (г/т) – REE (2000-48000), при LREE/HREE (4-125) и La/Yb (15-3045), Nb (до 1600), Sr (3700-12000), Th (до 1400), Ba (200-550) Ti (100-1000), V (10-70), Zr (до 40), Hf (0.5) [47], сопоставимы с карбонатитами соответствующих фациальных разновидностей в УЩК-комплексах. Средние содержания основных рудных компонентов в рудах булдымского ультрабазитового комплекса Nb_2O_5 – 0.164% (Булдымское месторождение), Nb_2O_5 – 0.22 %, TR_2O_3 – 0.71%

(Спирихинское месторождение) [23].

Таблица 1.
Химический состав (мас.%) и содержание редких элементов (r.t) в мискинтах и карбонатитах ильмено-внешнегорского комплекса и булдамского комплексов, Южный Урал

Компоненты	Мискинты				Святлы I				Святлы II			Святлы III			Бефорстлы IV	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14		
SiO ₂	324	337	338	Сав-4	По-4	Л-Ю-1	354	Сав-2	Л-Ю-2	331	Т-16	К-97-8	1-54	10-21		
TiO ₂	53.62	57.69	53.62	57.51	53.63	13.02	22.88	4.50	12.86	6.44	7.40	3.08	0.72	30.50		
Al ₂ O ₃	20.98	21.55	18.45	17.55	20.29	4.57	8.71	1.36	3.38	2.00	1.40	0.56	0.18	0.11		
Fe ₂ O ₃	1.64	1.25	1.43	1.90	1.42	0.01	0.17	Не опр.	0.70	Не опр.	0.79	0.29	0.34	1.96		
FeO	1.95	1.05	2.10	3.2	1.4	7.00	2.00	1.10	4.50	6.50	2.10	1.10	3.00	1.00		
MnO	0.16	0.05	0.09	0.21	0.07	0.31	0.25	0.36	0.36	0.32	1.10	0.27	1.40	0.21		
MgO	0.96	0.55	1.03	1.57	0.72	2.93	1.54	0.22	1.23	0.65	7.27	6.20	17.68	25.50		
CaO	2.21	1.02	3.95	2.80	3.11	41.26	33.36	54.40	49.00	48.66	44.00	50.33	33.22	17.91		
Na ₂ O	6.60	6.20	6.00	5.8	9.7	0.90	2.50	0.70	2.20	0.50	0.60	0.4	0.15	0.70		
K ₂ O	7.97	7.14	7.62	5.66	5.15	3.36	4.32	0.80	1.69	1.48	1.09	0.54	0.01	0.01		
P ₂ O ₅	0.23	0.02	0.10	0.24	0.04	2.45	0.79	0.02	1.21	2.37	0.01	0.03	0.18	1.35		
S	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1.31	1.24	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.		
П.л.л.	2.5	2.0	3.5	1.8	2.7	19.80	19.40	37.00	23.10	28.50	34.50	38.45	43.25	17.80		
?	99.45	98.91	98.61	99.48	98.67	97.71	96.30	100.46	101.70	99.17	100.33	101.27	100.15	98.34		
Li	9	2	5	32	2.2	10	3	1	8	9	18	16	0.1	3		
Rb	59	34	42	114	55	120	52	14	64	29	52	42	0.4	0.1		
Be	0.2	0.6	1.8	3.0	0.9	0.8	0.4	0.1	0.8	0.2	1.3	0.8	0.5	0.6		
Sr	231.7	1661	2530	1405	1647	3953	9247	8349	11527	21982	9547	633.6	6611	3796		
Ba	181.6	5667	9857	1589	2406	3405	3054	706	793	282	484	198	233	302		
Sc	2	1	1	3	1	4	3	3	5	3	6	1	1	2		
V	179	194	100	78	69	239	61	2	108	134	67	1	8	51		
Cr	93	84	70	8	4	53	25	8	14	5	138	23	23	35		
Co	0.4	2	4	9	7	20	4	2	13	10	7	4	16	7		
Ni	1	16	2	9	7	16	11	11	22	3	13	39	13	30		
Cu	0.3	7	8	34	30	21	15	25	25	8	24	32	20	24		
Zn	61	22	64	87	25	174	32	5	36	85	88	14	47	8		
Y	10	2	11	20	6	61	98	117	88	73	62	523	93	74		
Nb	57	45	51	188	54	123	57	36	1598	98	930	8	88	15		
Ta	2.4	2.1	3.6	20.4	4.3	10.9	1.7	0.3	7.4	0.1	1.2	0.3	0.1	0.1		
Zr	94	109	144	77	40	21	109	1	32	7	42.3	1	24	37		
Hf	1.5	0.8	0.9	1.3	0.7	0.8	1.2	0.1	1.0	0.2	0.5	0.4	0.4	0.5		
Mo	4	6	2	1	16	0.1	0.3	0.1	1	2	0.6	0.07	1.2	0.0		
Pb	3	1	1	12	2	4	5	25	34	12	22.9	38	23	59		
Tb	2	0.3	1	13	1	2	3	0.4	19	14	22.3	0.4	681	1418		
U	Не опр.	Не опр.	Не опр.	3.2	2.4	0.4	1	0.1	27	Не опр.	Не опр.	0.04	Не опр.	Не опр.		

Примечание. Рентгеноспектральный элементный анализ выполнен в ИИТ УРО РАН (Екатеринбург, 2006). Анализы – Л.А. Татарнова, Н.П. Горбунова, Г.М. Ягуч.

Анализ редких элементов выполнен методом ICP-MS (ИИТ УРО РАН, Екатеринбург).
1-3 – мискинты Внешнегорского массива; 1 – мискинт (зона 147, г. Долгая), 2, 3 – лейкократовый и меланократовый мискинты корневой части массива; 4 – мискинт Ильменского массива; 5 – апитеритовый мискинт Центральной щелочной полосы; 6-10 – карбонатиты (Святлы I, II) ильмено-внешнегорского комплекса; 6, 9 – Поганиское месторождение; 10 – Внешнегорское месторождение; 7 – Центральная щелочная полоса; 8 – Ильменогорский массив; 11-14 – карбонатиты булдамского

Таблица 2.

Химические составы (мас.%) и содержания редких элементов (г/т) в породах четлаского комплекса, Средний Тиман

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
№обр	1290	1320-5	1284	1385-7a	1342-2	1270-1	1328	1224-2	450	1374	1389	1385-5	1385/21	1228-4
SiO ₂	38.34	37.92	41.58	34.02	30.42	32.62	35.64	33.1	16.66	13.88	28.76	28.96		
TiO ₂	1.67	1.74	1.39	0.69	1.45	1.41	1.61	1.13	0.14	0.1	1.21	1.1		
Al ₂ O ₃	11.45	10.05	9.54	5.42	9.11	9.05	9.04	7.14	3.26	0.1	7.69	6.66		
Fe ₂ O ₃	10.3	12.8	9.3	10.2	9.1	9.4	14.5	8.7	13.27	9.4	14.6	9.7		
FeO	5.46	6.21	4.87	3.63	5.75	3.81	11.3	2.97	6.89	7.45	6.56	3.77		
MnO	0.23	0.27	0.18	0.3	0.18	0.19	0.34	0.17	1.64	1.87	1.08	0.68		
MgO	14.27	16.66	17.01	26.32	12.66	13.8	12.72	15.97	9.25	9.22	15.76	16.13		
CaO	14.69	10.75	12.61	6.51	16.23	17.06	7.76	9.72	15.48	26.68	10.75	14.58		
Na ₂ O	1.23	1.47	0.66	0.49	0.9	0.59	0.18	3.68	2.34	0.31	0.34	1.48		
K ₂ O	2.3	1.76	3.14	2.58	5.19	3.72	4.24	3.67	1.37	0.05	1.38	4.39		
P ₂ O ₅	0.7	0.17		0.51	0.78	0.75	0.52	0.15	0.89	6.1	3.28	2.97		
CO ₂	2.06	2.26	1.01	3.98	10.78	6.84	10.57	13.34	25.25	30.67	9.66	9.46		
H ₂ O	0.3	0.5	0.37	0.86	0.1	0.67	0.25	0.1	2.32	0.1	0.3	0.16		
ППП	4.25	4.96	3.1	11.73	12.54	9.99	12.6	16.38	27.57	30.69	13.78	11.95		
Сумма	99.53	98.55	98.59	98.77	98.58	98.58	99.15	99.81	99.52	99.14	98.63	98.5		
Sc	29.8	20.5	27	6.4	22	27	22.2	15	5.3	0.35	12	22.0	1.5	1.0
Ti	9382	9875	7760	2790	8216	7789	8647	4845	2085	34	5599	5738	34	69
V	209	185	195	57	222	236	229	135	14	4	185	122	3	60
Cr	514	532	1511	621	484	504	352	895	168	22	187	493	8	3
Co	52	59	50	84	51	40	37	45	35	8	44	39	14	7
Ni	222	382	364	649	235	130	119	466	330	8	110	145	16	93
Cu	78	100	61	40	80	128	39	46	50	4	78	27	43	3
Zn	69	85	46	152	53	52	33	50	69	106	124	69	65	9
Rb	77	57	104	53	191	118	185	99	35	0.45	54	127	1	0
Sr	993	612	407	1085	1169	1519	165	447	1456	7043	1063	1310	3838	2475
Y	20	18	14	10	22	22	17	23	2	9	20	20	95	4
Zr	104	203	100	37	82	128	90	92	4	8	96	82	4	3
Nb	116	156	71	100	110	169	96	75	106	3	262	196	20	0.3
Mo	1.86	4.21	1.80	35	2.64	1.87	1.40	0.34	3.98	65	53	37	5	н/о
Cs	2.62	1.51	5	11.3	7	2.97	8.66	11	0.12	9	12	3	0.22	0.04
Ba	1186	2428	884	2725	1780	2244	858	613	508	1596	2518	2994	629	41

Таблица 2 (продолжение)		Продолжение таблицы 2												
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
№ обр	1290	1320-5	1284	1385-7а	1342-2	1270-1	1328	1224-2	450	1374	1389	1385-5	1385/21	1228-4
La	129	62	54	476	84	122	74	49	9	3727	3397	2610	1960	71
Ce	218	132	107	471	156	222	153	91	20	4126	4227	3131	2879	89
Pr	22.1	15.2	11	39	17	21.6	16.5	9.8	2.1	277	305	228	238	6.0
Nd	72.8	56.6	41	104	62	72.6	58.2	36	7.4	768	764	579	641	16.5
Sm	9.8	9.2	6	9	8	10.2	9.0	6	1.0	39	47	35.4	53	1.4
Eu	2.7	2.7	1.8	2	2.5	2.9	2.2	2	0.3	7	9	7.3	11	0.4
Gd	7.2	6.9	5	5	7	7.3	6.1	6	0.6	22	23	22.6	36	1.0
Tb	0.79	0.80	0.54	0.58	0.93	0.82	0.70	0.91	0.07	0.95	1.67	1.08	3	0.10
Dy	4.64	4.76	3	3	5	4.87	4.04	6	0.40	3	7	6.05	21	0.63
Ho	0.83	0.78	0.58	0.52	0.93	0.87	0.70	1.08	0.08	0.48	1.04	0.93	4	0.12
Er	2.25	1.90	1.48	1.24	2.23	2.25	1.84	3.01	0.22	1.13	2.38	2.12	11	0.36
Tm	0.30	0.26	0.19	0.16	0.31	0.31	0.23	0.43	0.03	0.15	0.30	0.28	1.65	0.05
Yb	1.81	1.71	1.24	0.90	1.85	2.13	1.59	2.84	0.23	0.57	1.33	1.50	10	0.39
Lu	0.24	0.26	0.18	0.12	0.26	0.32	0.21	0.42	0.04	0.09	0.18	0.21	1.45	0.07
Hf	2.66	3.78	2.58	0.81	1.87	2.62	2.14	2.32	0.07	0.94	3.02	1.91	0.19	0.05
Ta	3.72	9.28	3	5	5.35	12.90	7.88	3.7	0.38	0.06	10	8.94	0.06	0.00
Pb	9.11	6.98	3	10	11	5.05	1.08	6	10.53	18	26	12.04	29	2.8
Th	27.7	13.8	9	25	37	14.4	6.5	45	0.9	36	82	22.5	165	1.4
U	5.29	1.66	2	1	4	4.45	1.18	0.48	0.25	0.21	2.69	0.54	6	0.06

Примечание. Силикатный анализ выполнен в лаборатории химии минерального сырья ИГ Коми НЦ УрО РАН. Анализ редких элементов выполнен методом ICP-MS (ИГТ УрО РАН, Екатеринбург и в ИГ СО РАН, г. Иркутск).
 1-2 – спессаргиты, 3 – керантит с мегакристами Srх и Sr; 4 – пикрит «лампронтоподобный»; 5-9 – карбонатсодержащие лампрофилы (айликиты); 10-12 – анкерит-доломитовые карбонаты (с апатитом, флогопитом, хлоритом, иногда кварцем) и REE-Nb минерализацией; 13-14 – карбонатные прожилки в фенитах с REE-Nb минерализацией.

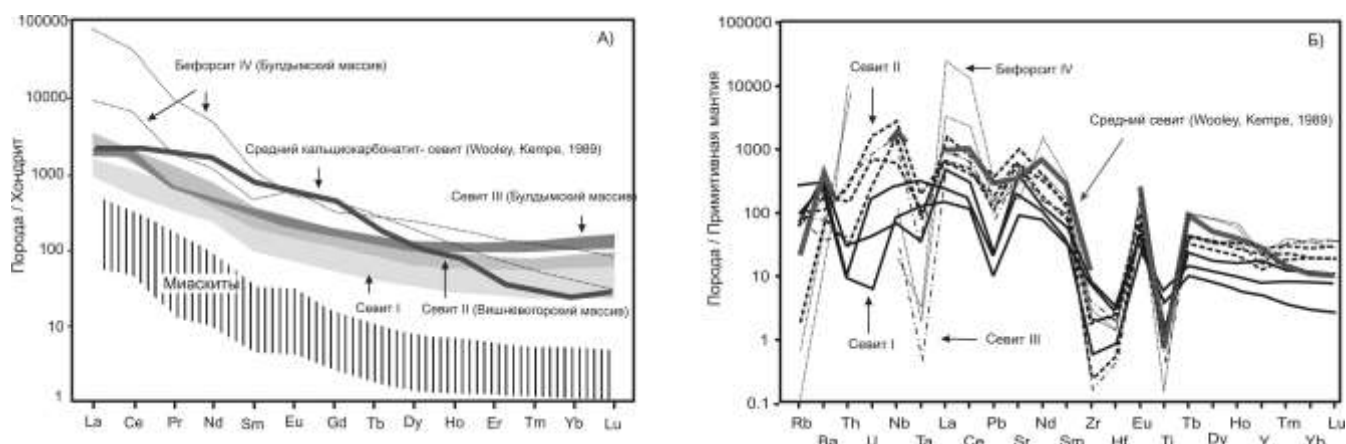


Рис. 3. Хондритнормализованные содержания REE (А) и спайдер-диаграммы (Б) для пород ильмено-вишневогорского и булдымского комплексов, Южный Урал. Для сравнения представлены составы среднего кальцикарбонатита по [Wooley, Kemp, 1989].

Эти данные в совокупности с наличием рудной REE-Nb-минерализации (пирохлор, колумбит, чевкинит, эшинит, монацит) определяют редкоземельно-ниобиевую специализацию месторождений булдымского комплекса.

КАРБОНАТИТЫ ТИМАНА

Карбонатиты на Среднем Тимане были открыты в 60-70х годах XX века в пределах Четласского камня в составе четласского комплекса дайковых щелочных ультрабазитов [13, 42]. В 80х годах в связи с поисками коренных источников алмазов Тимана Ухтинской ГРЭ были выполнены специализированные тематические работы по исследованию потенциально алмазоносных щелочных пикритов четласского комплекса. Положительных результатов при проведении специального крупнообъемного опробования на алмазы не было получено. Здесь известны лишь единичные находки алмаза [24] и псевдоморфоз по алмазу [39]. При этом в результате проведенных исследований в породах четласского комплекса установлено широкое развитие щелочных метасоматитов и карбонатитов с редкометалльно-редкоземельной минерализацией [43, 35, 36, 37, 18].

Четласский комплекс дайковых щелочных базит-ультрабазитов, фенитов и карбонатитов находится на Среднем Тимане, занимая площадь около 1000 км², в ю-в части Четласского камня, представляющего собой выступ рифейских пород в области перикратонного прогиба Русской платформы (рис. 4).

Вмещающими породами для четласского комплекса являются терригенные и терригенно-карбонатные образования четласской (R₂) свиты и быстринской (R₃) серий. Дайковые тела ультрабазитов трассируют разломы с-в простирания, образуя дайковые поля.

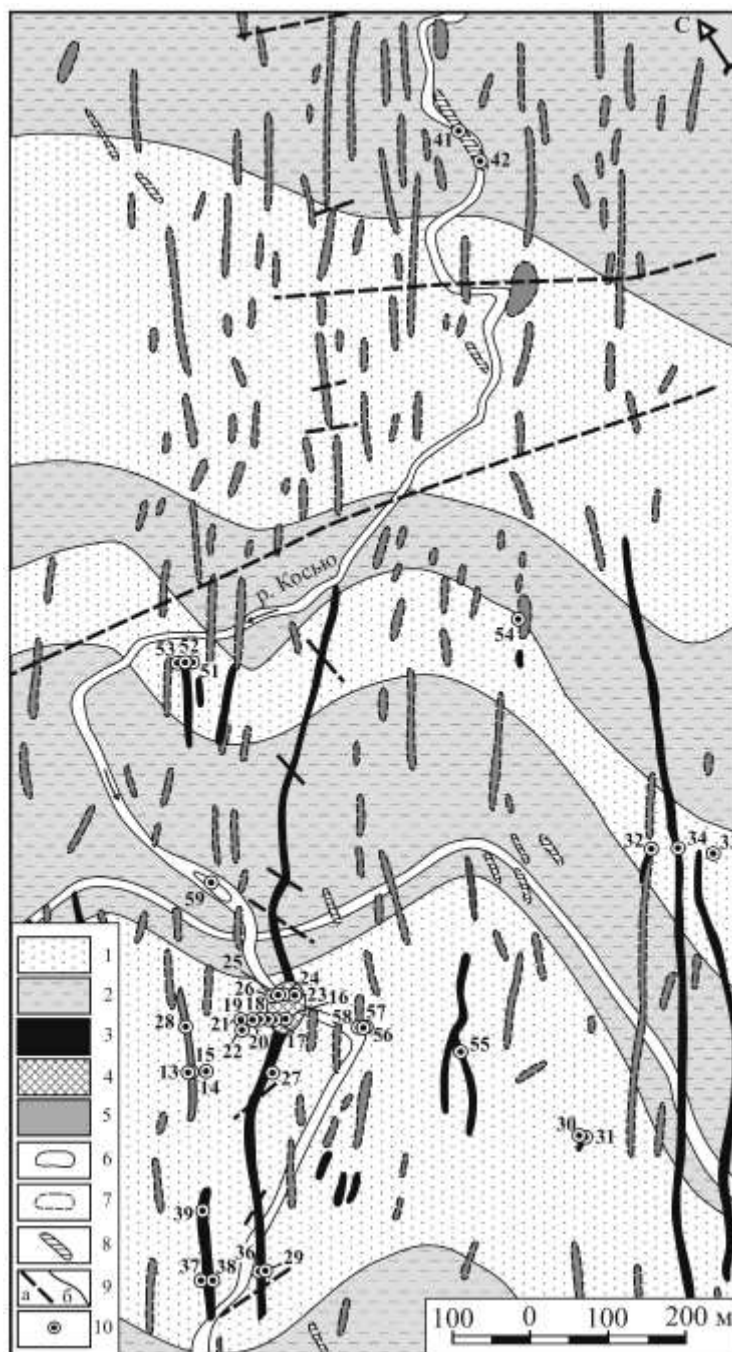


Рис. 4. Схема геологического строения четлаского комплекса (в центральной части Косьюского поля) по [23]. 1-2 – терригенно-осадочные отложения четлаской свиты (PR₂ st₂): 1 – кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники и их фенитизированные разности, кварциты; 2 – аргиллиты и алевролиты; 3-5 – магматические образования четлаского комплекса (V): 3 – пикриты, лампрофиры и их брекчии, 4 – карбонатиты Косьюского массива; 5 – щелочные и субщелочные габброиды. Условия залегания: 6 – тела, выходящие на поверхность, 7 – тела, не выходящие на поверхность, 8 – тела, предполагаемые по геофизическим данным, 9 – разрывные нарушения, 10 – геологические границы, 11 – скважины и их номера.

Выявлено около 50 таких полей (Мезенское, Косьюское, Бобровское и

Октябрьское и др), в которых насчитывается несколько тысяч даек. Ведущей формой тел ультрабазитов являются крутопадающие дайки протяженностью до 3 км. Их мощность обычно варьирует от 0,5 до 3 м, при этом в дайках фиксируются раздувы и коленообразные перегибы, в которых мощность тел возрастает до десятков метров. Имеются также штокообразные тела, которые осложняются жильными инъекциями во вмещающие породы. В тесной пространственной, структурной и временной связи с дайками ультрабазитов находятся щелочные метасоматиты (фениты, флогопитовые слюдиты, полевошпатовые метасоматиты) и карбонатиты с аксессуарной редкометальной минерализацией – монацитом, ильменорутилом, бастнезитом, колумбитом, пироксеном, а также гидротермальные гетит-полевошпатовые и кварц-гетит-гематитовые породы [14, 18].

Четласский дайковый комплекс представлен пикрит-лампрофировыми сериями с калиевым типом щелочности (от умеренно щелочных до щелочных разностей пород). Наиболее магнезиальные разновидности представлены субщелочными пикритами и сопоставимы с жильным «кимберлит-пикритами» [18, 31]. Большая часть дайковых пород Четласского комплекса представлена лампрофирами альнеит-польценитового ряда [14, 43]. А.Б.Макеев показал принадлежность части лампрофиров четласского комплекса к спессартит-керсантитовому ряду [24]. Необходимо отметить, что значительная часть дайковых ультрабазитов четласского комплекса сложена карбонатсодержащими лампрофирами, содержащих в базисе, наряду с флогопитом и пироксеном, карбонат (5-50%), апатит, амфибол, гранат. Кроме того, установлены «лампроитоподобные» пикриты, петрохимические, минералогические и геохимические характеристики которых (молекулярные отношения $K_2O/Na_2O = 2.76-5$, $K_2O/Al_2O_3 = 0.52-0.72$; $(K_2O+Na_2O) / Al_2O_3 = 0.66-1.1$) приближаются к лампроитам (потенциально алмазоносным породам) [51]. С «лампроитоподобными» пикрит-лампрофировыми сериями четласского комплекса ассоциируют редкоземельно-редкометальные карбонатиты.

Карбонатиты и сопровождающие их щелочные метасоматиты локализованы в тех же, что и дайковые ультрабазиты тектонических зонах с-в простирания, но в отличие от ультрабазитов они проявлены на отдельных участках. Карбонатиты слагают жилородные тела, штокверки и зоны карбонатизации, часто залегают в зальбандах тел ультрабазитов. Внешние части тел карбонатитов сложены флогопитовыми метасоматитами (по ультрабазитам) и альбит-микроклин-эгириновыми фенитами (по вмещающим кварцито-песчаникам). Карбонатиты и щелочные метасоматиты часто приурочены к раздувам дайковых тел, что может свидетельствовать об их кристаллизации на завершающей стадии функционирования щелочно-карбонатно-силикатной магматической системы.

Наиболее крупное проявление карбонатитов известно в Косьюской зоне разлома, в районе раздува дайки щелочных ультрабазитов (рис. 4).

Карбонатиты образуют шток диаметром около 300 метров (массив р. Косью), широко развиты флогопитовые слюдиты и полевошпатовые метасоматиты, а также меланократовые фениты. Здесь же отмечаются штокверковые дугообразные зоны гетит-полевошпатовых пород и кварц-гетит-гематитовые крутопадающие жилы и прожилки, которые пересекают все породы массива, завершая процесс карбонатитообразования. Жилы карбонатитов также встречаются и во вмещающих фенитизированных осадочно-метаморфических породах быстринской серии.

Дайковые ультрабазиты четласского комплекса представляют собой полнокристаллические породы порфировой и «миндалекаменной» структуры, содержащие вкрапленники фенокристов оливина (7-30% до 60%), клинопироксена (авгит-Ti-авгит) (5-40%), флогопита (5-30%), пойкилокристы флогопита в микролитовом флогопит-пироксеновом базисе. В базисе часто присутствует карбонат (до 20%), иногда апатит, гранат, амфибол. Наряду с вкрапленниками в породах отмечаются мегакристы оливина, ярко-зеленого клинопироксена и буровато-зеленого хромшпинелида, а также ксенолиты серпентинитов, серпентин-тальковых пород, фенитизированных гнейсов и кристаллических сланцев. Встречаются разновидности лампрофиров, которые наряду с фенокристами клинопироксена, флогопита и оливина содержат крупные пойкилокристы зеленовато-бурого амфибола (до 60%) с включениями пироксена. Базис в этих породах сложен микролитами клинопироксена и слюдистым агрегатом (замещенным калишпатом?).

Щелочными разностями лампрофиров сложены наиболее мощные дайковые тела (в местах раздувов), в частности, на участке Косью. В щелочных лампрофирах, содержащих вкрапленники оливина, клинопироксена и флогопита, а также мегакристы оливина и буровато-зеленой шпинели, базис сложен игольчатым синевато-зеленым амфиболом, карбонатом, апатитом и тетраферрифлогопитом. Вкрапленники оливина замещены серпентином и карбонатом. К этим породам приурочены жилы кальцит-доломит-анкеритовых карбонатитов с редкоземельной минерализацией.

Жилы карбонатитов распространены на Косьюском и Бобровском участке. Особенно широко они развиты в массиве Косью, где их количество существенно возрастает с глубиной. Карбонатиты сложены мелко- и микрозернистым доломит-анкерит-сидеритовым агрегатом (реже кальцитом, магнетитом) и содержат слюды (ряда флогопит-тетраферрифлогопит), иногда щелочные амфиболы (ряда арфведсонит-эккерманит), эгирин, КПШ, альбит, кварц. В переменных количествах карбонатиты содержат акцессорные апатит, магнетит, хлорит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, пирротин, а также редкометальные акцессорные минералы монацит, ильменорутил, бастнезит, пирохлор, колумбит, бадделеит, циркон, сфен, апатит, магнетит, ильменит, барит, торит, ортит [18, 15, 16, 40]. В гетит-полевошпатовых и кварц-гетит-гематитовых породах также широко развита редкоземельно-

торий-редкометалльная минерализация – монацит, бастнезит, ксенотим, колумбит, ильменорутил, торит и необычные выделения ториевых фаз в редкоземельных карбонатах [42].

Формационная принадлежность четласского комплекса до сих остается предметом дискуссий. В формационной классификации щелочных комплексов Л.С. Бородина четласский комплекс является представителем калиевой щелочно-базальтоидной формации [9]. В.И. Степаненко обосновывает, что первично магматический состав даек был щелочной пикритовый, а вариации химического и минерального состава пород связывает с постмагматическими преобразованиями [38]. Ряд исследователей относят породы четласского комплекса к группе лампрофировых пород [14, 43, 24, 31], так как они обладают первичными признаками лампрофиров – гипабиссальных магматических пород с мафическим фенокристами, особенности которых определяются прежде всего флюидонасыщенностью щелочных базит-ультрабазитовых расплавов, что приводит к кристаллизации (наряду с оливином и пироксеном) водосодержащих (тетраферрифлогопит, Na-Ca-амфиболы) и карбонатных (первичных) минералов. Ультрамафитовые лампрофиры богаты K, Mg, Cr, Ni, Sr, Ba, REE и летучими, содержат меньше Si и больше Ca, чем другие силикатные магматические породы и эволюционируют в карбонатиты [48]. Ассоциации таких дайковых серий могут содержать и алмазы [50].

РУДНАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ КАРБОНАТИТОВ ЧЕТЛАСКОГО КОМПЛЕКСА (СРЕДНИЙ ТИМАН)

Рудная минерализация карбонатитов четласского комплекса долгое время оставалась слабо изученной из-за мелких (менее 20 мкм) размеров зерен рудных минералов. Микрозондовые исследования и сканирующая электронная микроскопия позволили детально охарактеризовать рудные минералы карбонатитов. Кроме известных здесь ранее монацита, бастнезита, пирохлора, колумбита, ильменорутила [18] в карбонатитах были установлены анкилит, U-пирохлор, циркон, молибденит, англезит, стронцианит, торит/хаттонит, карбоцернаит, ильменорутил [15, 16, 17].

Проведенные нами исследования карбонатов карбонатитов массива Косью показали, что ранние кальциты обогащены Ba, TR, Sr (5.44% SrO, 0.44% BaO, 0.23% La₂O₃) (рис. 5 а, б, г, д), а более поздние кальциты имеют низкие содержания изоморфных примесей этих элементов (1.0% SrO, 0.69% BaO, 0.01% La₂O₃), но при этом содержат мельчайшие (n мкм) вроски REE-Sr-карбонатных фаз – анкилита (Sr_{0.59-0.68} Ca_{0.23-0.28})_{0.97-0.91} (La_{0.54-0.55} Ce_{0.48-0.51})_{1.01-1.06} (OH)*H₂O CO₃ и бурбанкита – (Na_{2.05-2.26} Ca_{0.95-0.74})_{3.0} (Sr_{1.82-1.71} Ca_{0.65-0.83} La_{0.13-0.17} Ce_{0.1-0.16} Ba_{0.09-0.11})_{2.87-2.97} (CO₃)₅. Кроме того, в карбонатах отмечаются также включения карбоцернаита, стронцианита, барита, а к зернам фосфатов

(апатита) тяготеют мелкие включения монацита (см. рис. 5). Поздние карбонатные прожилки содержат более крупные выделения (до n^*100 мкм) фторкарбонатов редких земель – бастнезита ($\text{Ce}_{0.47-0} \text{La}_{0.45-0.40} \text{Nd}_{0.05-0.06} \text{Pr}_{0.04} \text{CaO}_{0.02-0.05} \text{CO}_3\text{F}$) (рис. 5б), паризита, а также в них отмечается, апатит, барит, гематит, кварц, флюорит.

Таким образом, REE-Sr-содержащие минералы – фторкарбонаты и карбонаты редких земель (бастнезит, бурбанкит, карбоцернаит, стронцианит, паризит и др.), а также REE-Sr-фосфаты редких земель (монацит и Sr-REE-апатит) образуют обильную вкрапленность и прожилки в карбонатах карбонатитов четласского комплекса и представляют собой легкообогатимые руды, не требующие сложных технологий обогащения.

Исследование геохимии лампрофиров и карбонатсодержащих лампрофиров четласского комплекса показало, что они характеризуются обогащением как совместимыми (Ni, Co, Cr), так и несовместимыми элементами (REE, Sr, Ba, Nb) (табл. 3) [29]. По содержанию редких элементов карбонатсодержащие лампрофиры близки (но не идентичны) карбонатитам кимберлитовых ассоциаций [48, 44] и отличаются от карбонатитов различных формационных типов. В них довольно высокие содержания (г/т) Ni (120-460), Co (35-50), Cr (170-895) и пониженные Ba (500-1780), Sr (165-1500), Nb (75-110), REE (40-490) по сравнению с карбонатитами (рис. 6). Карбонатиты четласского комплекса, содержащие редоземельно-редкометальную минерализацию, имеют высокие содержания (г/т) REE (8800-35300), Ba (1600-9600), Sr (1060-9700), Th (20-165), пониженные Nb (3-250, в среднем 110), и более низкие – Ni (8-110), Co (1-44), Cr (9-187) по сравнению с лампрофирами и сопоставимы с экструзивными карбонатитами [74,75], а также с карбонатитами поздних стадий карбонатитообразования. По содержаниям редких элементов карбонатиты четласского комплекса близки среднемировым составам магнезио- и феррокарбонатитов [52], отличаясь очень низкими содержаниями HREE и соответственно экстремально высокими La/Yb (до 6540) и LREE/HREE (до 240) отношениями (рис. 7). Необходимо также отметить низкие Sr/Ba (0.4-4) отношения, что характерно для вулканических и малоглубинных карбонатитов [40], а также повышенные содержания Cr, Ni, Co, что характерно для карбонатитов, образующихся из K-ультраосновных пикрит-кимберлитовых магм [6].

По оценке прогнозных ресурсов и запасов по категории С2, проведенной по результатам работ Среднетиманской экспедиции СЗГУ и Ухтинской экспедиции Коми-Ненецкого ГУ средние содержания TR_2O_5 в карбонатитовых рудах Косьюского рудопроявления составляют 1.84 % [17], при вариациях от 1 до 4 %, что соответствует рудам редкоземельных месторождений. При этом средние содержания Nb_2O_5 – 0.04% ниже бортовых содержаний для ниобиевых месторождений, при высоком содержании Ta_2O_5 – 0.007%.

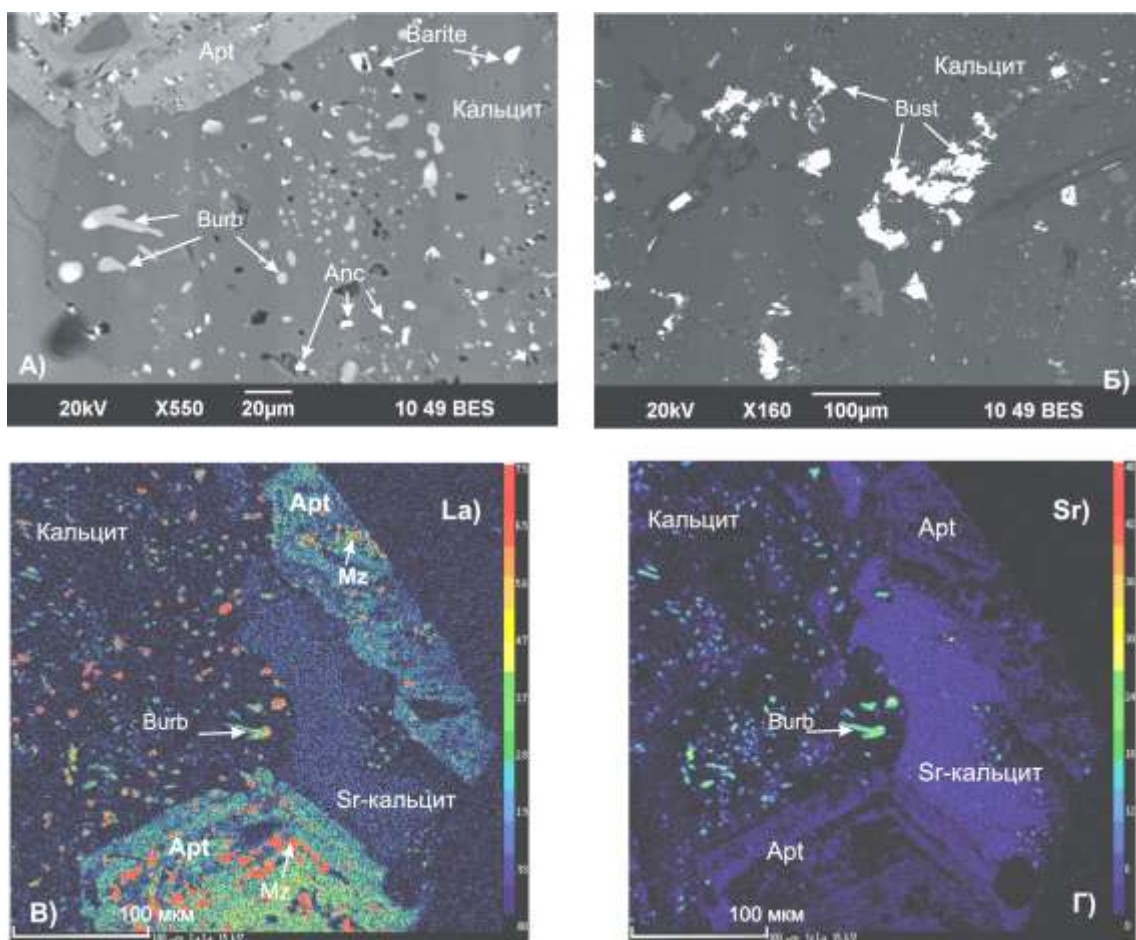


Рис. 5. REE-Sr-карбонаты в карбонатитах четласского комплекса, Средний Тиман.

а) и б) – изображение в отраженных электронах (BSE): а) вроски бурбанкита (серый), анкилита (светло-серый) и барита (ярко-белые зерна) в кальците; б) выделения бастнезита (белый) в поздних карбонатных прожилках, секущих зерна раннего Sr-REE-кальцита; в) и г) – изображение в рентгеновских лучах: в) La, г) Sr. Справа на обеих фотографиях – высокостронциевый кальцит (5.44% SrO, 0.44% BaO, 0.23% La₂O₃), слева – низкостронциевый кальцит (1.0% SrO, 0.69% BaO, 0.01% La₂O₃) с вросками анкилита и бурбанкита, внизу – участок зерна апатита с включениями монацита. Apt – апатит, Mz – монацит, Burb – бурбанкит, Anc – анкилит, Bst – бастнезит, barite – барит.

Средние содержания TR₂O₃ и Nb₂O₅, попутные компоненты, а также минеральный состав руд рудопроявления карбонатитов Косью приведены в сопоставлении с основными промышленными типами ниобиевых месторождений и соответствуют цериевоземельному типу в бастнезитовых карбонатитах

комплекса с калиевым типом щелочности, имеет редкоземельную специализацию. Руды Косьюского месторождения представлены редкоземельным (бастнезитовым) карбонатитовым промышленным типом руд (с попутными компонентами Fe, Th, Ba, F), аналогичным таковым в месторождениях бастнезитовых карбонатитов комплексов щелочно-основной

Таблица 3.
Промышленные и потенциально-промышленные типы месторождения ниобия и REE-руд* и редкометалльные месторождения карбонатитовых комплексов Тимано-Уральского региона

Промышленный тип руд и примеры месторождений	Nb ₂ O ₅ , %	TR ₂ O ₅ , %	P ₂ O ₅ , %	Попутные компоненты	Природный (минеральный) тип руд
Ниобиевый в массивах у/о пород и карбонатитов	Богатые 0.2-0.8 Бедные 0.05-0.08		2-4	P, REE, Ta, U, Zr	Пироклоровый (апатит, монацит, иногда циркон, бадделейт, магнетит)
Белозиминское (Россия), Сент-Оноре (Канада)					
Вишневогорское (Урал)	0.07-0.28 (0.14)	0.05-0.1 (0.07)	0.2-2.3 (1.3)	Zr, P, U, Th, Sr	Пироклоровый (апатит, циркон, ильменит, пирротин, магнетит)
Потанинское (Урал)	0.07-0.3 (0.15)	0.05-0.26 (0.13)	0.4-2.8 (1)	Zr, REE, P, U, Th, Sr	То же
Булдымское (Урал)	0.05-0.65 (0.16)	0.1-0.9	0.3-4.5	P, Ta, U, Th	Пироклоровый (колумбит, монацит, эшвинит, чевкинит, магнетит, апатит)
Спирихинское (Урал)	0.06-0.73 (0.22)	0.15-0.56	Нет данных		То же

Продолжение таблицы 3

<p>Цериевоземельный в бастнезитовых карбонатах Карасугское (Россия), Маунтин-Пасс (США)</p>	<p>Богатые 5-10 Бедные 0.9-5</p>	<p>Fe, U, Th, Sr, барит, флюорит</p>	<p>Бастнезитовый (монацит, барит, флюорит, гематит, апатит)</p>
<p>Косью (Тиман, Россия)</p>	<p>1-4</p>	<p>до 0.04</p>	<p>1-6 Fe, U, Th, Sr, Ba, F Бастнезитовый (монацит, барит, F- карбонаты, флюорит, гематит, апатит)</p>

* «Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов...» // Министерство природных ресурсов Российской Федерации, М.: 2007. 40 С.

Примечание: содержания рудных компонентов и средние содержания (в скобах) для месторождений Урала приведены по [22, 12, 25, 27], для месторождений Тимана по [16, 28].

* "Guidelines for the application of the Classification of field reserves and forecast resources ..." // The Ministry of Natural Resources of Russia, M.: 2007. 40 P.

Note: The content of ore components and the average content (in brackets) for the Urals deposits are by [22, 12, 25, 27], for Tim for deposits by [16, 28].

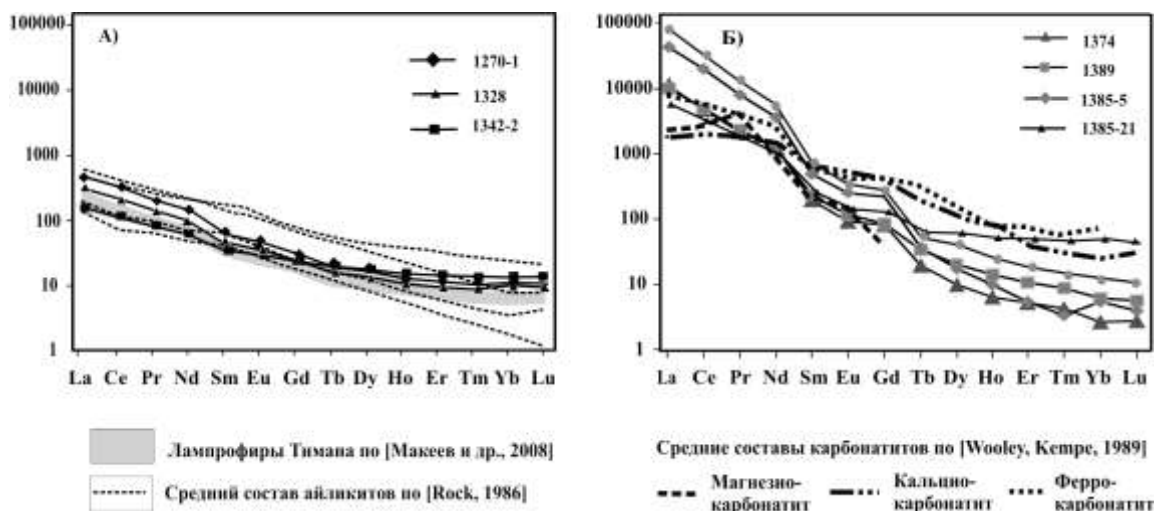


Рис. 6. Спайдер-диаграммы карбонатитов (а) и карбонатсодержащих лампрофиров (б) четласского комплекса, Средний Тиман. Для сравнения приведены спектры распределения редких элементов в кальциокарбонатите, магниокарбонатите и феррокарбонатите по [Wooley, Kemp, 1989] и айликитах [Rock, 1986].

формации. Содержания рудных компонентов TR_2O_5 (1-4%) в них несколько ниже, чем в богатых рудах (5-10%) месторождений этого типа (Маунтин-Пасс и Баян-Обо).

Rb-Sr И Sm-Nd ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Результаты исследований Rb-Sr- и Sm-Nd- изотопных составов пород и минералов карбонатитовых комплексов Уральской и Тиманской складчатых областей представлены в табл. 4 и на рис. 8.

Для пород карбонатитовых комплексов Урала получены следующие изотопные параметры: а) для ильмено-вишневогорского карбонатит-сиенит-миаскистового комплекса начальные изотопные отношения: $^{87}Sr/^{86}Sr_{440} = 0.70336-0.70380$, $\epsilon Nd_{440} (+1.9...+5.8)$; б) для булдымского карбонатит-ультрабазитового комплекса – $^{87}Sr/^{86}Sr_{440} = 0.70455-0.70513$, $\epsilon Nd_{440} (-2.8...+0.7)$ (см. Табл. 4) [30; 33; 32; 71].

Начальные изотопные отношения карбонатитовых комплексов Урала соответствуют умеренно деплетированным (ильмено-вишневогорский карбонатит-сиенит-миаскистовый комплекс) и умеренно обогащенным типа EM1 (булдымский карбонатит-ультрабазитовый комплекс) мантийным составам. Аналогичные изотопные составы и линии развития изотопных систем имеют карбонатитовые комплексы щелочно-ультраосновной формации, которые локализованы в краевых частях платформ и в докембрийских кратонах (рис. 8а).

Таблица 4.
Sm-Nd- и Rb-Sr-изотопные данные для представителных проб пород и минералов карбонатитовых комплексов Южного Урала (ильмено-вышнегорский и буддымский комплексы) и Среднего Тимана (Четласский комплекс)

№ п.п.	№ образца	Порода	Минерал	Местонахождение	Rb, г/г	St, г/г	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (Г)
<i>Ильмено-Вышнегорский карбонатит-миаскитовый комплекс (Южный Урал)</i>														
1	330-1	Снежит		Вышнегорский м-в	105	383	0.70338	-8.6	18.0	133	0.08211	0.512609	0.512372	5.9
2	338	Миаскиг		Вышнегорский м-в	79	2095	0.70341	-8.2	3.9	27	0.08635	0.512569	0.512320	4.9
3	По-1	Миаскиг		ЦЩП, Потанино	157	2791	0.70380	-8.5	13.8	94	0.08839	0.512511	0.512256	3.6
4	Л-По-1	Севит I	Кальцит	ЦЩП, Потанино	0.06	12231	0.70371	-8.5	50.1	328	0.09232	0.512584	0.512318	4.8
5	331К	Севит II	Кальцит	Вышнегорский м-в		21982	0.70359	-5.6	58.3	385	0.09160	0.512507	0.512243	3.4
6	330-2	Фениг		Экокопакт, Зона 125					14.8	109	0.08243	0.511564	0.511326	-14.5
<i>Буддымский карбонатит-ультрабазитовый комплекс (Южный Урал)</i>														
7	44-3332	Перидотит		Буддымский массив	2.27	309	0.70497	12.1	0.35	2.1	0.100140	0.512310	0.512021	-0.97
8	505-27	Оливинит		Буддымский массив	3.52	21.2	0.70513	16.3	0.37	1.4	0.162076	0.512495	0.512028	-0.16
9	3311К	Севит III	Кальцит	Буддымский массив		8373	0.70455	8.0	52.1	391	0.08048	0.512172	0.511940	-2.6
10	3311Д	Севит III	Доломит	Буддымский массив			0.70455	8.0	8.10	64	0.07611	0.512166	0.511947	-2.4
11	915К	Севит III	Кальцит	Буддымский массив		10279	0.70440	5.9	39.3	292	0.08138	0.512164	0.511929	-2.8
12	154Д	Бефорцит IV	Доломит	Буддымский массив		9097	0.70447	6.9	24.5	181	0.08150	0.512292	0.512057	-0.3
<i>Вместоиме метаморфические породы вышнегорской и ильменогорской свит, PR₁ (Южный Урал)</i>														
13	Мо-1К	Кальцир	Кальцит	Ильменогорская свита	0.99	1202	0.70817	59.4	4.36	32	0.08291	0.511992	0.511753	-6.2
14	Виш-2	Плагиотейс		Вышнегорская свита	90	328	0.72550	305	20.1	127	0.09521	0.511069	0.510795	-24.9
<i>Четласский комплекс дайковых ультрабазитов и карбонатитов (Средний Тиман)</i>														
15	1374К	Карбонатит	Доломит	Четласский комплекс			0.703480	-4.6	1.2	50	0.01468	0.512194	0.512137	5.07
16	1387/2	Карбонатит	Апатит	Четласский комплекс			0.703002	-11.3	5.2	80	0.0392	0.512326	0.512174	5.80
17	1385-5*	Карбонатит	TR-карбонат	Четласский комплекс	90	1272	0.703694	-1.6	1.3	52	0.01524	0.512227	0.512168	5.67
18	T-450	Лампрофир	Доломит	Четласский комплекс			0.703637	-6.2	0.04	5.5	0.00462	0.512183	0.512165	5.61
19	1270-1*	Лампрофир		Четласский комплекс	116	1535	0.703650	-2.2	0.11	6.1	0.01048	0.512235	0.512194	6.19
20	1284	Керсангит		Четласский комплекс	104	432	0.703761	-0.6	5.2	75	0.04190	0.512317	0.512155	5.42
21	55/46.3**	Керсангит		Четласский комплекс	121	901	0.705539	24.6	8.1	56	0.0875	0.512310	0.511972	1.84
22	55/38.7**	Керсангит		Четласский комплекс	100	575	0.705893	29.7	7.3	45	0.0982	0.512365	0.511985	2.11
23	55/172**	Керсангит		Четласский комплекс	87	1127	0.704895	15.5	1.3	93	0.0853	0.512314	0.511984	2.08
<i>Вместоиме карбонатно-осадочные толщи быстринской серии (Rf₁), Тиман</i>														
24	1445	Доломит		Быстринская серия	0.5	77	0.71380	142	0.19	0.89	0.12621	0.512084	0.511596	-5.5

Примечание. Погрешности значений (?) для $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не превышают 0.01%, для $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – 0.002%. Начальное отношение изотопов неолита и стронция для ильмено-вышнегорского и буддымского комплексов Южного Урала рассчитано на возраст 440 млн. лет [Kramm et al., 1983; Нелдосева, Беляцкий, 2012]; для четласского комплекса – на возраст 590 млн. лет [Костюхин, Степаненко, 1987].

* - кислотные выщелачиваемые валовых проб карбонатсодержащих пород; ** - данные по [Брянчиннова и др., 2010; Максеев и др., 2009]

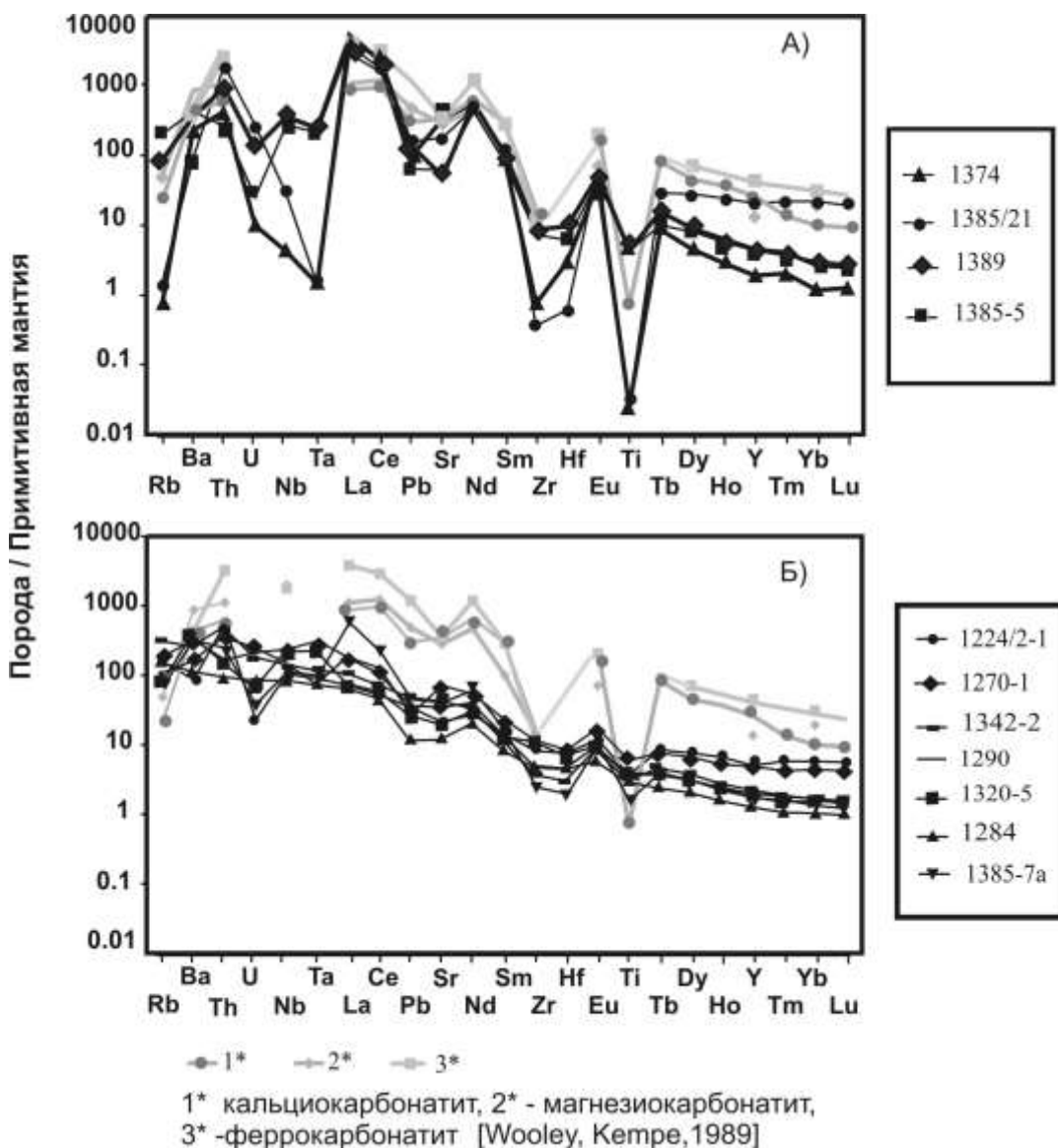


Рис. 7. Хондритнормализованное содержание REE в карбонатсодержащих лампрофирах (А) и карбонатитах (Б) четласского комплекса, Средний Тиман. Для сравнения представлены составы REE в кальциокарбонатите, магниокарбонатите и феррокарбонатите по [Wooley, Kemp, 1989] и айликитах [Rock, 1986].

Так, на диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - ϵNd точки составов пород ильмено-вишневогорского миаскит-сиенит-карбонатитового комплекса находятся в пределах мантийного тренда, на линии, соединяющей деплетированную (DM) и обогащенную мантию типа EM1. Аналогичная линия развития изотопных систем характерна для карбонатитовых комплексов Карело-Кольской провинции, показывая смешение мантийных резервуаров DM (или FOZO) и EM1 при процессах магмогенерации [66; 64]. Близкие изотопные составы также имеют карбонатитовые комплексы обрамления Сибирской платформы (Маймеча-Котуйская провинция, Восточно-Алданская

провинция) [9].

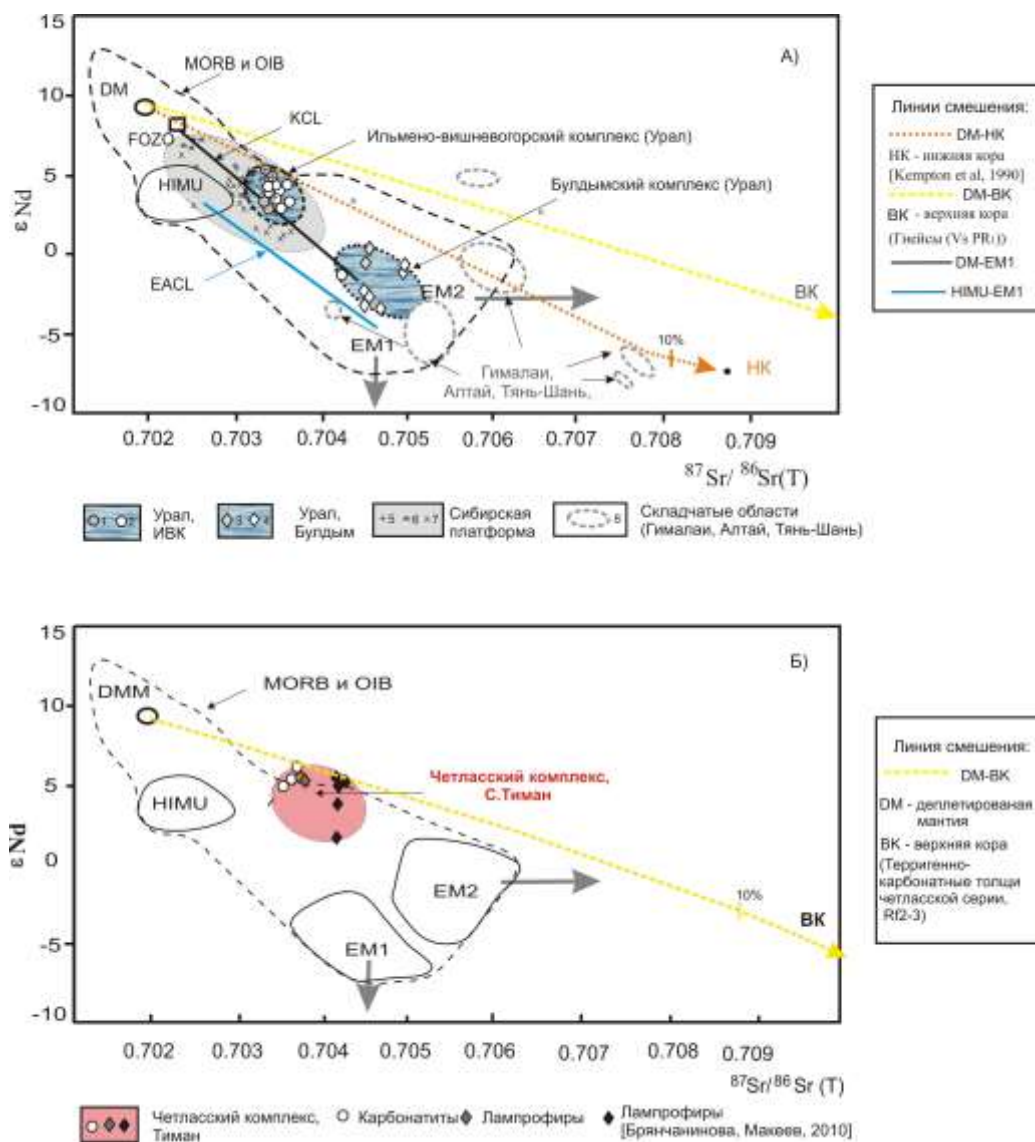


Рис. 8. Диаграмма $\epsilon_{Nd} - ^{87}Sr/^{86}Sr(T)$ для карбонатитов и щелочных пород ильмено-вишневогорского и булдымского комплексов Южного Урала (А) и четласского комплекса Среднего Тимана (Б) в сопоставлении с мантийными источниками DM, HIMU, FOZO, EM1, EM2, MORB and OIB [62; 79], а также с карбонатитовыми комплексами щитов и платформ – Кольской провинции (KCL) [66; 64], Восточно-Африканской провинции (EACL) [58], Сибири [9; 65], Алдана [9], и с коллизионными карбонатитовыми комплексами складчатых областей – Алтайской, Тянь-Шанской, Гималайской [9, 11; 13].
Удлиненный пунктир – область мантийных изотопных составов по [62].

1-2 – ильмено-вишневогорский комплекс (ИВК), Ю.Урал: 1 – миаскиты, 2 – карбонатиты, 3 – сиениты; 4-5 – булдымский комплекс, Ю.Урал: 4 – ультрабазиты, 5 – карбонатиты; 6-8 – карбонатитовые комплексы УЩК: 6 – Гули, Ессей, Горное озеро (Сибирская платформа); 7 – Арбарастрах, Ингили (Алданский щит), 8 – Пенченгинский, Белая Зима, Средняя Зима, Жидой (Ангарское поднятие), Вост. Сибирь; 9 – коллизионные карбонатитовые комплексы складчатых областей (Гималайской, Тянь-Шанской, Алтайской).

10-12 – четласский комплекс, Средний Тиман: 10 – карбонатиты, 11 – лампрофиры, 12 – лампрофиры [Брянчанинова, Макеев, 2010].

Sr-Nd изотопные составы карбонатитов булдымского комплекса соответствуют обогащенным мантийным составам типа EM1 и аналогичны изотопным составам карбонатитовых комплексов рифтовых зон щитов с наиболее глубинными мантийными источниками (комплексы Восточно-Африканского рифта, Алданского щита и Ангарского поднятия, Восточной Сибирь), в формировании которых предполагается возможность участия плюмового HIMU-компонента [58; 9].

Необходимо также отметить, что Sr-Nd-изотопные составы пород ильмено-вишневогорского комплекса отличаются от составов пород коллизионных карбонатитовых комплексов складчатых областей, обычно контаминированных коровыми (рециклированными?) компонентами (обогащенных радиогенными изотопами Sr и нерадиогенными изотопами Nd), которые известны на Тянь-Шане, в Алтае-Саянской складчатой области, Гималаях и Монголии [9; 11;] (см. рис. 8а).

Для оценки возможности контаминации мантийных магм карбонатитовых комплексов Урала коровыми компонентами был проведен расчеты Nd-Sr-изотопных линий смешения мантийного источника DM с нижнекоровыми [63] и верхнекоровыми составами (вмещающие для ИВК гнейсы вишневогорской свиты) (см. табл. 4). Расчет был проведен по уравнению смешения изотопных отношений Sr и Nd с учетом концентраций элементов в мантийном и коровом компонентах [51]. Расчеты показали возможность присутствия незначительных количеств компонентов нижней коры (< 3 %) в изотопных составах щелочных полевошпатовых сиенитов ИВК, при этом возможность смешения с верхнекоровым материалом маловероятна (см. рис. 8а).

Изотопные Rb-Sr-, Sm-Nd- исследования четласского комплекса дайковых щелочных ультрабазитов и карбонатитов (Средий Тиман) показали, что карбонатиты четласского комплекса имеют начальные изотопные составы ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.70336-0.70369$, $\epsilon\text{Nd} = 5.07-5.71$) близкие неизменным лампрофирам и пикритам ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7037-0.7043$, $\epsilon\text{Nd}=5.42-6.19$). Эти изотопные данные свидетельствуют о едином мантийном источнике вещества карбонатитов и лампрофиров четласского комплекса. Также необходимо отметить, что часть лампрофиров четласского комплекса имеет более радиогенный изотопный состав стронция (до $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.711$) [28; 3], что ранее отмечалось в лампрофирах Италии и связано с процессами рециклинга и обогащения мантийных резервуаров компонентами океанической и континентальной коры [74,75].

Расчет Nd-Sr-изотопных линий смешения мантийного источника пород четласского комплекса с докембрийскими морскими осадочно-карбонатными породами быстринской серии показал, что в карбонатитах четласского

комплекса мантийный компонент составляет более 95%, а верхнекоровый – менее 5 % (см. рис. 8б).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, установлена рудная специализация карбонатитовых комплексов Урало-Тиманского региона: **ниобиевая** – для миаскит-карбонатитового и **редкоземельно-ниобиевая** – для ультрабазит-карбонатитового комплексов Урала, **редкоземельная** – для карбонатитов Тимана. Масштабы оруденения и содержания Nb и LREE месторождений и рудопроявлений, связанных с карбонатитовым магматизмом Урало-Тиманского региона (Вишневогорское, Потанинское, Булдымское, Спирихинское месторождения, Урал и рудопроявление Косью, Тиман) соответствуют требованиям, предъявляемым к качеству ниобиевого и редкоземельного сырья. Рудно-геохимическая специализация карбонатитовых комплексов Урала и Тимана определяется их формационной принадлежностью.

Карбонатитовые комплексы Урала – представители формации «линейно-трещинных зон», имеют ниобиевую и редкоземельно-ниобиевую специализацию. Так, ильмено-вишневогорский миаскит-карбонатитовый комплекс (Вишневогорское и Потанинское месторождения) имеет **ниобиевую** специализацию с пироклоровым промышленным типом руд (с попутными компонентами Zr, P, REE, U, Th, Sr), аналогичным карбонатитовым комплексам Na-щелочно-ультраосновной формации. При этом содержания рудного компонента Nb₂O₅ (в среднем 0.15 %) в них несколько ниже, чем в богатых рудах (0.2-0.8%) месторождений, связанных с карбонатитами Na-щелочно-ультраосновных комплексов. Рудная ниобиевая минерализация представлена собственно пироклором, U-(Ta)-пироклором (гатчеттолитом), Ti-пироклором (бетафитом), Ta-, REE- и Sr-содержащими разновидностями пироклоров.

Руды булдымского карбонатит-ультрабазитового комплекса (Булдымское и Спирихинское месторождения) представлены редкоземельно-ниобиевым (монацит-эшинит-колумбит-пироклоровым) типом руд с более высокими содержаниями рудных компонентов (Nb₂O₅ – в среднем 0.16-0.22 % и TR₂O₃ – 0.1-0.71 %), близким карбонатитовым комплексам Na-щелочно-ультраосновной формации, что определяет **редкоземельно-ниобиевую** специализацию месторождений булдымского комплекса.

Четласский дайковый комплекс К-базит-ультрабазитов и карбонатитов Среднего Тимана имеет редкоземельную специализацию. Руды Косьюского месторождения представляют собой **цериовоземельный** тип руд, с высоким содержанием TR₂O₃ (в среднем 1 %) и попутными компонентами (Fe, Th, Sr, P, Nb, Ta, барит, флюорит), аналогичными таковым в месторождениях бастнезитовых карбонатитов К-щелочно-основной формации. Рудные

минералы – карбонаты и фторкарбонаты редких земель (бастнезит, бурбанкит, карбоцернаит, анкилит, стронцианит, паризит), а также фосфаты редких земель (монацит и Sr-REE-апатит) образуют обильную вкрапленность и прожилки в карбонатитах Четласского комплекса и представляют собой легкообогатимые руды, не требующие сложных технологий обогащения. Содержания рудных компонентов TR_2O_5 (1-4%) в них несколько ниже, чем в богатых рудах (5-10%) типовых месторождений бастнезитовых карбонатитов, таких как Маунтин-Пасс и Баян-Обо. Щелочные «лампроитоподобные» пикрит-лампрофировые серии пород четласского комплекса имеют перспективы алмазоносности.

Изотопные Rb-Sr и Sm-Nd составы карбонатитовых комплексов Урала являются результатом смешения вещества деплетированной мантии с нижнекоровым и (или) плюмовым компонентом. Они аналогичны таковым карбонатитовых комплексов формации УЩК, локализованных в краевых частях платформ (с умеренно деплетированными источниками DM) и в докембрийских кратонах (с наиболее глубинными мантийными источниками типа EM1), и отличаются от карбонатитовых комплексов консолидированных складчатых областей (обычно имеющих смешанные мантийно-коровые источники при значительном участии коровых компонентов).

Четласский комплекс дайковых ультрабазитов и карбонатитов Среднего Тимана имеет мантийный источник вещества, с незначительной добавкой корового рециклированного компонента.

Авторы выражают глубокую признательность О.В. Удоратиной, Д.А. Замятину, В.В. Шарыгину за консультации, содействие и предоставление материалов для исследования.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту IX. 129.1.4. и при финансовой поддержке РФФИ (грант 17-05-00154, 18-05-00073, 19-05-00388 А), Интеграционного проекта ИИЦ СО РАН, блок 1.4

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Багдасаров Ю.А.** Линейно-трещинные тела карбонатитов – новая субформация ультраосновных–щелочных карбонатитовых комплексов // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248. № 2. С. 412–415.
2. **Баянова Т.Б.** Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб: Наука. 2004. 174 с.
3. **Брянчанинова Н.И., Макеев А.Б., Ларионова Ю.О.** Sm-Nd изотопная систематика лампрофиров Тимана // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования: Тез. Всерос. Конф. Москва: ИГЕМ. 2010. С. 414-415.
4. **Багдасаров Ю.А.** О полиформационности карбонатитов и объеме термина "карбонатит" // ЗВМО, 1992. № 2. С. 110–116.
5. **Бонштедт-Куплетская Э.М.** Минералогия щелочных пегматитов Вишневых гор. М.: АН СССР. 1951. 105с.

6. **Бородин Л.С.** Карбонатитовые месторождения редких элементов // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1966. Т. III. С. 215–256.
7. **Бородин Л.С.** Генетические типы и геохимические особенности мантийно-коровых карбонатитовых формаций // Геохимия. 1994. № 12. С. 1683–1692.
8. **Владыкин Н.В.** Формационные типы карбонатитов, их геохимия и генезис // Глубинный магматизм, его источники и плюмы. 2008. Иркутск. Изд-во института географии СО РАН. Труды VIII Междунар. семинара. С. 45–58.
9. **Владыкин Н.В.** Геохимия изотопов Sr и Nd щелочных и карбонатитовых комплексов Сибири и Монголии и некоторые геодинамические следствия // Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы. Изд-во Инс-та географии СО РАН. 2005. С. 13-29.
10. **Владыкин Н.В.** Модель зарождения и кристаллизации ультраосновных-щелочных карбонатитовых магм Сибирского региона, проблемы их рудоносности, мантийные источники и связь с плюмовым процессом // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 889-905.
11. **Врублевский В.В., Гертнер И.Ф.** Природа карбонатитосодержащих комплексов складчатых областей: изотопные свидетельства мантийно-корового взаимодействия // Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы. Изд-во ин-та географии СО РАН. 2005. С. 30-49.
12. **Гинзбург А.И., Самойлов В.С.** К проблеме карбонатитов // Зап. ВМО. 1983. Вып.2. Ч.112. С. 164–176.
13. **Главнейшие провинции и формации щелочных пород** (под редакцией Л.С. Бородина). М., Наука. 1974. 375с.
14. **Еськова Е.М., Жабин А., Мухитдинов Г.** Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор // М.: Наука. 1964. 319 с.
15. **Еськова Е.М., Назаренко И.И.** Пироклор Вишневых гор, его парагенетические ассоциации и особенности химического состава // Вопросы геологии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов. Труды ИМГРЭ. Вып. 4. М., 1960. С. 33–50.
16. **Ефимов А.Ф., Еськова Е.М., Лебедева С.И., Левин В.Я.** Типохимизм аксессуарного пироклора в породах щелочного комплекса Урала // Геохимия. 1985. №2. С. 202–208.
17. **Золоев К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И., Шардакова Г.Ю.** Минерагения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Екатеринбург: Министерство природных ресурсов РФ, ГУПР по Свердловской области, ИГГ УрО РАН им. А.Н. Заварицкого, ОАО УГСЭ. 2004. 336 с.
18. **Ивенсен Ю.П.** Магматизм Тимана и полуострова Канин. М: Наука. 1964. 124 с.
19. **Ковальчук Н.С., Шумилова Т.Г., Козырева И.Г.** Минералогия редкоземельных фаз косьюских карбонатитов // Минералогическая интервенция в микро- и наномир: Матер. Междунар. Минерал. Семинара. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 296–297.
20. **Ковальчук Н.С.** Эволюция химического состава пироклора из карбонатитов Косьюского массива // Структура, вещество, история литосферы Урало-Тиманского сегмента. Сыктывкар: Геопринт. 2011. С. 74–76.
21. **Ковальчук Н. С., Шумилова Т. Г., Степаненко В. И.** Редкоземельная минерализация в карбонатитах Косьюского массива (Средний Тиман)// Зап. РМО. 2013. Часть 142. Выпуск 3. Стр.109–132.
22. **Костюхин М.Н., Степаненко В.И.** Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона. Л.: Наука. 1987. 232 с.

23. **Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В., Андреичев В.Л., Дорохов Н.С.** Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Статья 1. Протоуралиды, Тиманиды и Доордовикские гранитоидные вулcano-плутонические ассоциации севера Урала и Тимано-Печорского региона. Литосфера. 2006. № 4. С. 3–22.
24. **Лебедева И.О., Недосекова И.Л.** О процессе эшнитизации пироклора из карбонатитов Булдымского массива (Вишневые горы, Урал) // Зап. ВМО. 1993. № 2. С. 69–75.
25. **Левин В.Я., Роненсон Б.М., Левина И.А.** Карбонатиты щелочной провинции Ильменских - Вишневых гор на Урале // ДАН СССР, 1978. Т. 240. № 4. С. 930–933.
26. **Левин В.Я.** Проблемы интрузивного щелочного магматизма Урала // Вопросы геологической корреляции и металлогении Урала. М.: Наука. 1983. С. 100–110.
27. **Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С., Левина И.А., Сергеев Н.С., Киселев А.П.** Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком. 1997. 270 с.
28. **Макеев А.Б., Лебедев В.А., Брянчанинова Н.И.** Магматиты Среднего Тимана. Екатеринбург: УрО РАН. 2008. 348 с.
29. **Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов** // Министерство природных ресурсов РФ. М.: 2007. 40с.
30. **Недосекова И.Л.** Новые данные по карбонатитам Ильмено–Вишневогорского комплекса (Ю. Урал, Россия) // Геология руд. месторождений. 2007. Т. 49. № 2. С. 146–164.
31. **Недосекова И.Л.** Возраст и источники вещества Ильмено–Вишневогорского щелочного комплекса (Ю. Урал): геохимические и Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb и Lu-Hf изотопные данные // Литосфера. 2012. №5. С. 77–95.
32. **Недосекова И.Л., Владыкин Н.В., Прибавкин С.В., Баянова Т.Б.** Ильмено-Вишневогорский миаскит-карбонатитовый комплекс: происхождение, рудоносность, источники вещества (Урал, Россия) // Геол. Руд. мест. 2009. Т. 51. № 2. С. 157–181.
33. **Недосекова И.Л., Владыкин Н.В., Удоратина О.В. и др.** Карбонатиты Четласского комплекса (Средний Тиман): геохимические и изотопные данные // Ежегодник-2012. Тр. ИГГ УрО РАН. 2013. Вып. 160. С. 150–158.
34. **Недосекова И.Л., Прибавкин С.В.** Рудная ниобиевая минерализация редкометальных месторождений и рудопроявлений Ильмено-Вишневогорского щелочно-карбонатитового комплекса (Южный Урал) // Ежегодник-2014. Екатеринбург. ИГГ УрО РАН. Вып. 162. 2015. С. 175–183.
35. **Недосекова И.Л., Удоратина О.В., Владыкин Н.В., Прибавкин С.В., Гуляева Т.Я.** Петрохимия и геохимия дайковых ультрабазитов и карбонатитов Четласского комплекса (Средний Тиман) // Ежегодник – 2010. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 158. 2011. С. 122–130.
36. **Поляков В.О., Недосекова И.Л.** Минералогия апогипербазитовых фенитов и карбонатитов южной части Ильменских гор // Минералы месторождений и зон техногенеза рудных районов Урала. Свердловск: УрО АН СССР. 1990. С. 24–35.
37. **Попов В.А., Попова В.И.** Минералогия пегматитов Ильменских гор // Минералогический альманах. Т. 9. 2006. 151 с.
38. **Прибавкин С.В., Недосекова И.Л.** Источники вещества карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса по данным изотопии Sr, Nd в карбонатах // ДАН, 2006. Т. 408. № 3. С. 385-388.

39. **Пучков В.Н.** Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис. 2010. 280 с.
40. **Самойлов В.С.** Геохимия карбонатитов. М.: Недра, 1984. 190 с.
41. **Свяжин Н.В.** Доломитовые карбонатиты Вишневогорского комплекса ультраосновных и щелочных пород // Изв АН СССР. Сер. геол. 1966. № 5. С. 65–72.
42. **Степаненко В.И.** Особенности геологического строения и состава карбонатитового комплекса Среднего Тимана // Труды ИГ Коми фил. АН СССР. 1979. Вып. 29. С. 52–61.
43. **Степаненко В.И.** Геохимия докембрийских гидротермально-метасоматических образований Среднего Тимана // Труды Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. 1981. Вып. 34. С. 25–34.
44. **Степаненко В.И.** Карбонатитовый комплекс Среднего Тимана. Автореф. канд. дис. Свердловск. 1982. 24 с.
45. **Степаненко В.И.** Поздне- и постмагматические изменения щелочных пикритов Среднего Тимана // Вестник КОМИ. 2015. №247. С. 9–13.
46. **Шумилова Т.Г., Филиппов В.Н., Каблис Г.Н.** Графит и его псевдоморфозы по алмазу в карбонатитах Косьюского массива (Тиман) // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона. Матер. Всерос. совещания, Сыктывкар: Геопринт. 2006. С. 137–138.
47. **Шумилова Т. Г., Козырева И. В., Ковальчук Н. С.** Минералогические особенности монацита косьюских карбонатитов на микроуровне // Материалы XV Геологического съезда РК. Сыктывкар: Геопринт. 2009. Т. II. С. 431–432.
48. **Шумилова Т.Г., Ковальчук Н.С., Мингалев А.Н., Диваев Н.К.** Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов карбонатитов Косьюского массива (Средний Тиман) // Вестник Коми НЦ УрО РАН. 2012. № 4. С. 9–13.
49. **Удоратина О.В., Козырева И.В., Швецова И.В., Капитанова В.А., Филиппов В.Н.** Особенности редкометальной акцессорной минерализации жильной серии карбонатитов (рудное поле Косью, Средний Тиман) // Кристаллическое и твердое некристаллическое состояние минерального вещества. Минералогическая кристаллография. Сыктывкар. 2012. С. 331–333.
50. **Черный В.Г., Смирнов В.Г., Черная И.П.** Формационный анализ магматических пород Тимана // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. Вып. 7. Сыктывкар. 1972. С. 167–179.
51. **Фор Г.** Основы изотопной геологии (пер. с англ.). М.: Мир. 1989. 590 с.
52. **Францессон Е.В., Черная И.П.** Кимберлиты Среднего Тимана // Методы крупномасштабного прогноза месторождений алмазов. М.: Труды ЦНИГРИ. 1983. Вып. 182. С. 53–63.
53. **Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.В., Зинчук Н.Н., Белов С.В., Бурмистров А.А.** Карбонатиты и кимберлиты. М.: НИИ-Природа, 2005. 540с.
54. **Atencio D., Andrade M.B., Christy A.G., Giere R., Kartashov P.M.** The pyrochlore supergroup of minerals: nomenclature // The Canadian Mineralogist. 2010. V. 48. P. 673–698.
55. **Bell K.** Carbonatites: relationships to mantle plume activity. In: Ernst R, Buchan KL (eds) Mantle plumes: their identification through time, Geol Soc Am Spec Paper, 2001. V. 352: P. 267-290
56. **Bell K., Blenkinsop J.** Neodymium and strontium isotope geochemistry of carbonatites. In: Bell K (ed) Carbonatites: genesis and evolution. Unwin Hyman, London, 1989. P. 278-300.

57. **Bell K, Rukhlov A. S.** Carbonatites from the Kola Alkaline Province: origin, evolution and source characteristics. In: Zaitsev A, Wall F (eds) Phoscorites and carbonatites from mantle to mine: the key example of the Kola Alkaline Province. Miner Soc Series, London. 2004. P 421-455.
58. **Bell K, Petersen T.** Nd and Sr Isotope Systematics of Shombole Volcano, East Africa, and the Links between Nephelinite, Phonolites and Carbonatites // *Geology*. 1991. 19:582-585.
59. **Dunworth E, Bell K.** The Turuy massif, Kola Peninsula, Russia: isotopic and geochemical evidence for multi-source evolution. *J Petrol*. 2001. 42. P. 377-405.
60. **Hofmann A.W.** Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. V. 385. P. 219-229.
61. **Hogarth, D.D.** Classification and nomenclature of the pyrochlore group // *American Mineralogist*, 1977. Vol. 62. P. 403-410.
62. **Hou Z.Q., Tian S.H., Yuan Z.X., Xie Y.L., Yin S.P., Yi L.S., Fei H.C., Yang Z.M.** The Himalayan collision zone carbonatites in western Sichuan, SW China: Petrogenesis, mantle source and tectonic implication // *Earth and Planetary Science Letters*. 2006. 244. P. 234-250.
63. **Kempton P.D. Harmon, R.S., Hawkesworth C.J.** Petrology and geochemistry of lower crustal granulites from the Geronimo volcanic field, Southeastern Arizona // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1990. V. 54. № 12. P. 3401-3426.
64. **Kogarko L.N., Lahaye Y., Brey G.P.** Plume-related mantle source of super-large rare metal deposits from the Lovozero and Khibina massifs on the Kola Peninsula, Eastern part of Baltic shield: Sr, Nd and Hf isotope systematics // *Miner Petrol*. 2010. № 98. P. 197-208.
65. **Kogarko L.N., Henderson M., Foland K.** Evolution and isotopic sources of Guli ultrabasic alkaline massif // *DAN*. 1999. V. 364. № 2. P. 235-247.
66. **Kramm U.** Mantle components of carbonatite from the Kola Alkaline Province, Russia and Finland: A Nd-Sr Study. *Eur J Mineral*. 1993. V.5. P. **985-989**.
67. **Kramm U., Blaxland A.B., Kononova V.A., Grauert B.** Origin of the Ilmenogorsk-Vishnevogorsk nepheline syenites, Urals, USSR, and their time of emplacement during the history of the Ural fold belt: a Rb-Sr study // *J. Geol.*, 1983. V. 91. P. 427-435.
68. **Kramm U., Kogarko L.N.** Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero agpaite centers, Kola alkaline province, Russia. *Lithos*, 1994. 32. P. 225-242.
69. **Nedosekova I.L., Belyatsky B.V. and Belousova E.A.** Trace elements and Hf isotope composition as indicators of zircon genesis in the evolution of the alkaline-carbonatite magmatic system (Ilmeno-Vishnevogorsky complex, Urals, Russia) // *Russian Geology and Geophysics*. 2016. V.57. Pp. 891-906.
70. **Nedosekova I.L., Belousova E.A., Belyatsky B.V., Pearson N.** Zircon U-Pb-ages, Hf isotope and trace element composition in the evolution of the IVAC Complex (Urals, Russia) // *Mineralogical Magazine*. July 2013. V. 77. P. 1836.
71. **Nedosekova I.L., Belousova E.A., Sharygin V.V., Belyatsky B.V., Baynova T.B.** Origin and evolution of the Il'meny-Vishnevogorsky carbonatites (Urals, Russia): insights from trace-elements compositions, Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb and Lu-Hf isotope data // *Mineralogy and Petrology*. 2013. V. 107. Issue 1. P. 101-123.
72. **Rock N.M.S.** The nature and origin of Ultramafic Lamprophyres: Alnoites and Allied Rocks // *J. Petrology*. 1986. № 27. P. 155-196.
73. **Stoppa F., Pirajno F., Schiazza M., Vladyskin N.V.** State of the art: Italian carbonatites and their potential for critical-metal deposits // *Gondwana Research*. 2016. № 37. P. 152-171.

74. **Stoppa F., Rukhlov A.C., Bell K., Schiazza M., Vichi G.** Lamprophyres of Italy: early Cretaceous alkaline lamprophyres of Southern Tuscany, Italy // *Lithos*. 2014. 188. P. 97–112.
75. **Tappe S., Foley S.F., Kjarsgaard B.A., Romer R.L., Heaman L.M., Stracke A., Jenner G.A.** Between carbonatite and lamproite-Diamondiferous Torngat ultramafic lamprophyres formed by carbonate-fluxed melting of cratonic MARID-type metasomes // *Geochim et Cosmochim Acta*. 2008. № 72. P. 3258–3286.
76. **Wooley A.R., Bergman S.C., Edgar A.D., Le Bas M.J., Mitchel R.H., Rock N.M.S., Smith B.H.S.** Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic, leucitic rocks // *Canadian mineralogist*. 1996. V. 34. P. 175–186.
77. **Wooley A.R., Kempe D.R.C.** Carbonatite: nomenclature, average chemical compositions and element distributions // *Carbonatites: genesis and evolution*. London: Unwin Hyman. 1989. P. 1–14.
78. **Zaitsev A.N., Bell K.** Sr and Nd isotope data of apatite, calcite and dolomite as indicators of source, and the relationships of phoscorites and carbonatites from Kovdor massif, Kola peninsula, Russia. *Contrib Mineral Petrol* 1995. 121. P. 324-335.
79. **Zindler A., Hart S.R.** Chemical geodynamics//*Ann Rev Earth Planet Sci*.1986. 14. P. 493-571

Признаки плюмовой магматической активности в средней части Русской платформы (Устьянский алмазоносный район)

Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Белов А.В., Ермаков Н.С., Лешуков С.И.

*ООО ИНПК «РУСГЕО», Москва, Россия, e-mail: sablukoff@rambler.ru
ООО «Архангельские алмазы», Архангельск, Россия*

Абстракт. Проведённые прогнозно-поисковые работы являются примером «решения обратной геологической задачи» по предварительной пространственной локализации конкретного района плюмовой активности, прогнозированию и оценке перспектив рудоносности одного районов в средней части Русской платформы. Устьянский перспективный район характеризуется совмещением в пространстве всех благоприятных региональных и локальных поисковых предпосылок (морфоструктурных, тектонических, геолого-стратиграфических, геофизических, морфометрических, минералогических) и поисковых признаков, что может быть обусловлено внедрением мантийного диапира (плюма) и может сопровождаться алмазоносным кимберлитовым магматизмом. Содержание минералов-спутников алмаза ближнего сноса (прежде всего пиропы (1206 зёрен), меньше пикроильменита, хромшпинелида, оливина, хромдиопсида) в аллювии района в 3-5 раз выше, чем в алмазоносном районе Зимнего Берега, при этом доля пиропов алмазного парагенезиса группы G10 - около 10%. В шлиховых пробах минимального объёма из аллювиальных и четвертичных отложений обнаружены 9 кристаллов алмаза, из них 6 кристаллов (крупные октаэдры и додекаэдриды размером до 3,8 мм и весом до 52 мг) обнаружены в прогнозном кимберлитовом поле «Северное». По комплексу морфологических признаков и физических свойств все алмазы Устьянского района занимают совершенно обособленное положение и практически не имеют аналогов среди алмазов известных месторождений и рудопроявлений Архангельска, Финляндии, Урала и Тимана. Это может указывать на поступление изученных кристаллов из нового, ещё не известного кимберлитового коренного источника (или источников). Этот потенциальный новый коренной кимберлитовый источник может обладать повышенной алмазоносностью, высоким качеством и крупностью алмазов. Обнаружение этого нового коренного источника и будет завершением подтверждения прогнозного выделения Устьянского района как района плюмовой активности. Признаки возможного подобия Архангельской алмазоносной провинции с Якутской алмазоносной провинцией в отношении закономерностей расположения кимберлитов и морфологических особенностей кристаллов алмаза подтверждают высокие перспективы алмазоносности центральных районов Европейской России в целом, и, прежде всего - Устьянского перспективного района с прогнозным кимберлитовым полем «Северное».

Indicators of a plume magmatic activity in a middle part of the Russian platform (Ustyansky diamond potential region)

Sablukov S.M.,¹ Sablukova L.I.,¹ Belov A.V.,² Ermakov N.S.,² Leshukov S.I.²

¹ООО INPK «RUSGEO», Moscow, Russia; sablukoff@rambler.ru

²ООО «Diamonds of Arkhamgelsk», Arkhamgelsk, Russia

Abstract Predictive and prospecting research is the example of «inverse geological task» according to preliminary spatial localization of specific region of a plume activity, prediction and estimation of ore potential of one region in a middle part of the Russian platform. The Ustyansky potential region is characterized by coinciding of all the advantageous regional and local searching suppositions in space (morphostructural, tectonic, geologic-stratigraphical, geophysical, morphometrical, mineralogical) and search features. It can be caused by implementing of mantle diapir (plume) and can be accompanied by diamond-bearing kimberlite magmatism. Heavy diamond concentrate contents (most of all of pirope (1206 grains), not so many of pyrope, chromite, olivine, chromite) in alluvion of the region is 3-5 times higher than in the ZimnyBereg diamond-bearing region. Furthermore, contents of pirope of diamond paragenesis of the G10 group is about 10%. In stream sediment samples of minimum amounts, taken from alluvial and quaternary deposits, nine diamond crystals had been founded. Six of them (octahedrons and dodecahedrons with sizes up to 3,8 mm and weight up to 52 mg) had been founded in «Severnoe» kimberlite potential field. According to a complex of morphological and physical features all diamonds of the Ustyansky region occupy a completely outlier position and have almost no analogues among the diamonds of large known deposits and mineral occurrences of Arkhangelsk, Finland, Urals and Timan, This might indicate to crystals flowing from a new, still unknown native source (or sources) of kimberlite. This new native source of kimberlite may be heightened diamond potential and may contain high-quality and big-size diamonds. Detection of this new native source will be a final confirmation of predictable selection of the Ustyansky region as a region of a plume activity. Features of possible similarity of the Arkhangelsk diamond-bearing province to the Yakutsk diamond-bearing province in relation to patterns of kimberlite position and morphological features of diamond crystals, confirm great prospects of diamond-bearing of central regions of the European part of Russia at all, and particularly of the Ustyansky region with «Severnoe» kimberlite potential field.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение продуктов плюмообразования вызывает большой научный и практический интерес, поскольку позволяет оценивать характер глубинных геологических процессов, происходящих на уровне верхней и нижней мантии. Кроме того, с продуктами плюмовой магматической активности связано образование крупных и уникальных месторождений разных типов полезных ископаемых.

Однако существование и положение в пространстве конкретного «плюма» обычно выявляется уже «post factum», после обнаружения, последующего всестороннего детального изучения и установления плюмовой

природы магматических объектов.

В то же время, предварительно-прогнозная пространственная локализация конкретного района возможного и даже заведомо реального развития плюмовых процессов тектоно-магматической активности на основании выявления, сопоставления и оценки косвенных геологических предпосылок и признаков может позволить сконцентрировать поисковые работы на наиболее благоприятных и перспективных на обнаружение месторождений территориях. Подобного рода исследования можно считать «решением обратной *геологической* задачи» (по типу широко применяемого термина «решение обратной *геофизической* задачи»). Многозначность интерпретации результатов таких исследований устраняется привлечением независимых данных всех доступных геологических, геофизических, минералогических и др. методов.

Примером такой предварительной пространственной локализации конкретного района плюмовой активности являются результаты работ по прогнозированию и оценке перспектив рудоносности одного из районов в средней части Русской платформы, приведённые ниже.

ОБОСНОВАНИЕ ЗАДАЧИ

Поисковые работы на алмазы в традиционных районах Севера Европейской России за последние 23 года (после открытия в феврале 1996 г. трубки им. Гриба) не дают положительных результатов, а уже известные месторождения алмазов Архангельска либо имеют ограниченные сроки открытой отработки (месторождение им. Гриба), либо из-за крайне сложных инженерно-геологических условий имеют неотчётливые перспективы по срокам окупаемости затрат (месторождение им. Ломоносова). *Потому в настоящее время возникла необходимость в открытии месторождений алмаза с более высокими показателями и качества алмазов, и рентабельности добычных работ.* Такие месторождения могут быть открыты в новых, нетрадиционных на сегодняшний день, но в целом в более перспективных районах поисков.

В настоящее время все известные коренные и россыпные месторождения и рудопроявления алмазов расположены в *краевой*, северо-западной части Русской платформы (Зимний Берег, Терский Берег, Карелия и Финляндия), либо на востоке и северо-востоке (Урал и Тиман). Однако наиболее крупные и богатые коренные месторождения алмазов приурочены обычно к *центральному* частям древних платформ. Поэтому особый интерес вызывает выделение новых перспективных площадей именно в центральной части Русской платформы.

Поисковые работы, проведённые разными организациями на значительной части выделенных [37] прогнозных перспективных потенциально-алмазоносных кимберлитовых полей, не выявили серьёзных

признаков подтверждения присутствия на этих площадях проявлений алмазоносного кимберлитового магматизма (Нелидовское поле, район «Оредеж» Ленинградской области, Двинско-Пинежская морфоструктура, низовья Северной Двины (дер. Орлецы), Нижне-Онежский район, Плесецкий район, разные районы Карелии, Кольского полуострова и др.).

В настоящее время в центральной части Русской платформы выделяется одна уникальная прогнозно-перспективная площадь, на которой выявлены практически все возможные региональные и локальные предпосылки и признаки вероятного развития мантийной (плюмовой) тектономагматической активности с проявлением алмазоносного кимберлитового магматизма. Эта площадь – Устьянский перспективный район, расположенный на юге Архангельской области, в междуречье Северной Двины, Ваги и Сухоны (рис. 1). Изучение этого района представляет несомненный научный и практический интерес. Основные результаты работ в Устьянском перспективном районе, приводятся в этой статье.

ЭТАПЫ ПРОВЕДЕНИЯ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ РАБОТ

В 70-е – начале 80-х годов к сугубо геофизическим методам выделения предполагаемых районов плюмовой активности добавились независимые тектонические и морфотектонические методы, разработанные на основе новых геотектоно-металлогенических концепций: «НЕЛИНЕЙНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ» (Щеглов А.Д) и «ТЕКТОНИКА ОЧАГОВЫХ СТРУКТУР» или «МОРФОТЕКТОНИКА СТРУКТУР ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА» [4,7,22]. Эти новые методы существенно увеличили возможности прогнозирования перспективных районов. Было отмечено [24], что районы развития вулканических трубок взрыва щёлочно-ультраосновного состава Русской платформы (в том числе мелилититов Нёноксы и алмазоносных кимберлитов Зимнего Берега) приурочены к крупным кольцевым морфоструктурам центрального типа, отчётливо выделяющимся в рельефе и рисунке речной сети [7]. В это же время были высказаны предположения и определены предпосылки возможного существования в средней части Русской платформы проявлений мезозойского кимберлитового вулканизма [20,26], более молодого, чем девонские кимберлиты и мелилититы Зимнего Берега, Онежского полуострова и Среднего Тимана [12,13,14,16,34].

Учитывая эти новые данные, для проведения рекогносцировочных поисковых работ и оценки перспектив алмазоносности нами была выбрана одна из морфоструктур центрального типа средней части Русской платформы – *Устьянская морфоструктура (морфоструктура «Устья»)*.

Первые шлиховые работы, проведённые Саблуковым С.М. (отдел алмазов ЦНИГРИ МинГео СССР) в сентябре 1984 года в среднем течении реки Устья, выявили необычно высокое содержание в аллювии минералов-спутников алмаза, в том числе присутствие двух зёрен пиропов группы G10

[27], характерных для алмазоносных кимберлитовых трубок. Это позволило рекомендовать Устьянскую структуру для постановки более детальных специализированных поисковых работ на алмазы [34].

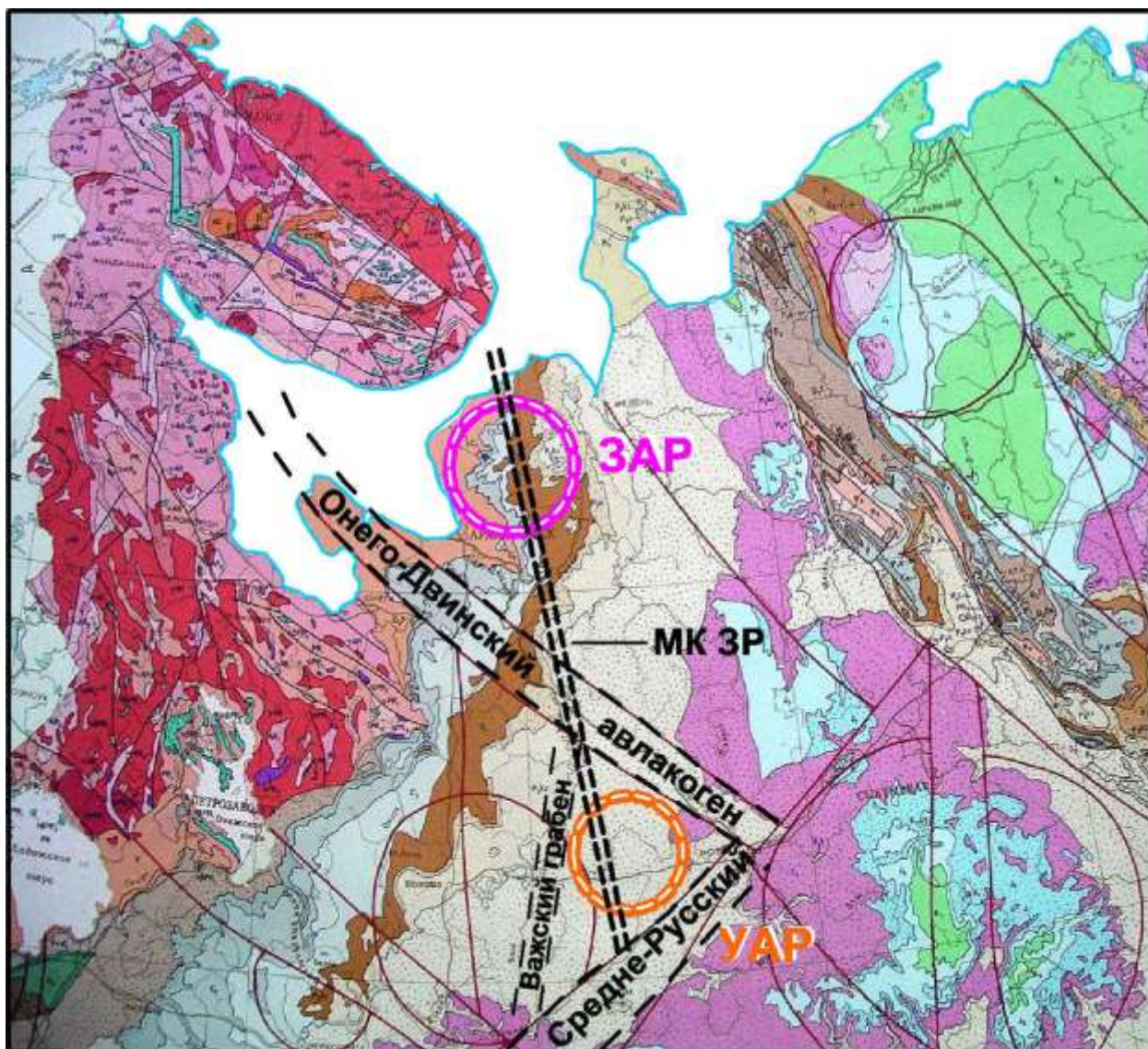


Рис. 1. Общее положение Устьянского алмазоносного района в структурах севера Русской платформы. Буквами на схеме обозначены: ЗАР – Зимнебережный алмазоносный района; УАР – Устьянский алмазоносный район; МК ЗР – Мегра-Кепинская зона глубинных разломов.

В 1990-92 гг. Саблуков С.М. и Саблукова Л.И. провели мелкомасштабные прогнозно-поисковые работы на Устьянской морфоструктуре и её обрамлении. Площадь работ - 17000 км², масштаб работ 1:1 000 000. Выполнено шлихо-минералогическое изучение современных аллювиальных отложений и коренных пород перми и триаса (включая петрографическое и геохимическое изучение коренных брекчиевых пород), детальное изучение поверхности и химического состава минералов-

спутников алмаза из всех типов пород. Проведён анализ региональных магнитного и гравитационного полей, тектонический, морфоструктурный и морфометрический анализ территории (по методике [9,10]). Эти работы подтвердили высокие перспективы алмазоносности района [35].

С 2001 г. по 2017 г. на Устьянской структуре общие поиски месторождений алмазов масштаба 1:50 000 проводила компания ЗАО «Архангельские алмазы» (с 2011 г. – ООО) в сотрудничестве с компанией ООО ИНПК «РУСГЕО» (минералогическое и петрографическое изучение). Проведено шлиховое и мелкообъёмное опробование современного аллювия, четвертичных ледниковых отложений и коренных пород перми и триаса (всего около 20 тыс. проб), площадная аэромагнитная и наземная магнитная съёмка, наземная детализация геофизических аномалий, заверка геофизических аномалий буровыми скважинами.

Проведённые в 1984-2017 гг. работы позволили характеризовать Устьянскую морфоструктуру как наиболее перспективный в отношении алмазоносности район центральной части Русской платформы – «Устьянский перспективный район» [17,18,19]. На это указывают выявленные региональные и локальные *предпосылки* и *признаки* потенциальной коренной и россыпной алмазоносности этой площади.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПОИСКОВЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ

Район характеризуется наличием полного комплекса благоприятных поисковых предпосылок для выделения области плюмовой тектономагматической активности и, как следствие - для выделения наиболее яркого и важного элемента такой активности, как кимберлитовые месторождения алмазов (рис. 2).

Благоприятные тектонические предпосылки:

- Центральная часть Русской древней платформы (*обычно наиболее значимые коренные месторождения алмазов приурочены именно к центральным частям древних платформ*);

- Восточная часть Шенкурского Архейского кратона (*это в соответствии с уточнённым правилом Клиффорда является необходимым условием потенциальной алмазоносности района*);

- Зона ступенеобразного выполаживания относительно крутого погребённого склона Балтийского щита, (погребённое «Устьянское плато» – 2,0-2,5 км); малая глубина залегания кристаллического фундамента (1,5-2,5 км); малая глубина залегания поверхности Мохоровичича (33-35 км) (*что является оптимальным для проявлений мантийного, в том числе и алмазоносного кимберлитового магматизма*);

Зона влияния двух авлакогенов (Онежского и Среднерусского), а также Важского грабена; блоковое строение территории; наличие зон глубинных разломов мантийного заложения (*что предполагает возможность -*

неоднократной глубинной тектоно-магматической активизации района).

- Приуроченность к региональной субмеридиональной Мегра-Кепинской - Шенкурской зоне глубинных разломов мантийного заложения (в 600 км севернее, к этой же зоне глубинных разломов приурочен Зимнебережный помышленно-алмазоносный район).

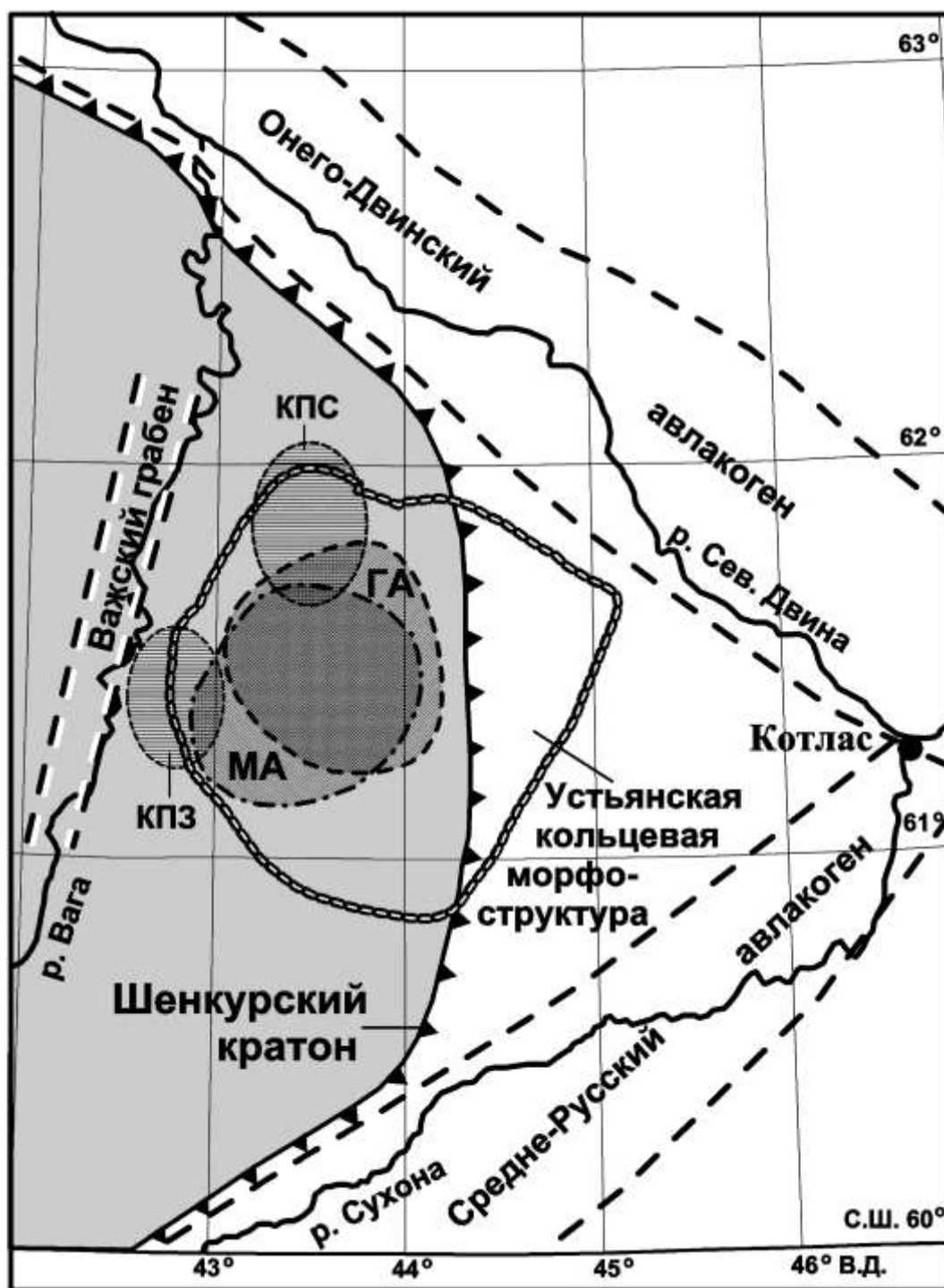


Рис. 2. Совмещение благоприятных региональных тектонических и геофизических предпосылок на площади Устьянского перспективного района. Буквами на схеме обозначены: ГА – гравитационная аномалия, МА – магнитная аномалия;

прогнозируемые кимберлитовые поля: КПС – поле «Северное», КПЗ – поле «Западное».

- Приуроченность к 7-ми-бальной зоне интенсивности землетрясений на западной периферии Сухонского эпицентра макросейсмического поля Русской платформы [2] (*полностью аналогично такому же расположению Зимнебережного алмазоносного района на восточной периферии Беломорского 7-8-ми бального эпицентра макросейсмического поля*).

Благоприятные морфоструктурные предпосылки:

- Крупная положительная кольцевая морфоструктура центрального типа мантийного заложения [4,22] (*что типично для районов кимберлитового магматизма как Якутии, так и Архангельска*). На карте стратоизогипс современного рельефа Устьянская морфоструктура выделяется в виде округлого куполовидного поднятия с амплитудой 50-140 м и диаметром около 120 км. Структура имеет сложное блоковое строение: зонами глубинных разломов СВ и СЗ простирания она разделена на две главные части - юго-западную, относительно приподнятую, с развитой, дендровидной речной сетью (область архейского кратона) и северо-восточную, опущенную, с рисунком речной сети близким к линейному (область протерозойского пояса). Куполовидное поднятие юго-западной части морфоструктуры проявляется и на геологической карте - выходами пород нижнетатарского подъяруса в окружении пород верхнетатарского подъяруса верхней Перми.

- Присутствие «дочерних», в том числе локальных кольцевых морфоструктур разного порядка и размера (*к которым могут быть приурочены локальные магматические проявления*).

- Присутствие зон долгоживущих глубинных разломов, подчёркиваемых глубокими врезами спрямлённых участков рек разного порядка, причём наиболее глубокий врез имеет долина реки Устья, которая разрезает морфоструктуру по двум радиусам. (Собственно, Устьянская морфоструктура и названа так по названию речки Устья, которая пересекает всю морфоструктуру ломаной линией из нескольких спрямлённых отрезков и образует главные, радиусные, «каркасные» элементы кольцевой морфоструктуры).

- Спирально-вихревое строение морфоструктуры (*что подчёркивает активность процессов её образования*).

- Область неотектонических поднятий (*что указывает на возможность присутствия в районе проявлений пермского и постпермского магматизма*). На карте неотектонического районирования и структурной карте поверхности доплиоценовых отложений Устьянская морфоструктура выделяется в виде изометричного куполовидного «Устьинского поднятия» с амплитудой 50-120 м в пределах «Важского свода» [23]. (*Образование подобных остаточных поднятий рельефа (на фоне общего опускания*

территории) может происходить за счёт бронирования «тела» морфоструктуры каркасом магматических проявлений (как своеобразными сваями – рис. 3) (по Оффман П.Е., Ермоленко Ю.П.).

Благоприятные геолого-стратиграфические предпосылки:

- Наличие нескольких стратиграфических и угловых несогласий;
- Резкая смена тектонического режима в позднепермскую эпоху:

1 - на границе казанского и татарского века (воздымание территории, смена казанских морских известняков на татарские континентальные «бассейновые» отложения);

2 - на границе раннетатарского и позднетатарского времени (смена области сноса обломочного материала с северо-западного направления (с Балтийского щита) на восточное направление (с Урала)).

- Область длительного существования в условиях континентального режима в позднепермское и мезозойское время («палеотектоническая ниша», типичная для районов кимберлитовой активизации).

Благоприятные геофизические предпосылки:

- Совмещение в пространстве крупной брахиформной положительной гравитационной аномалии и крупной низкоинтенсивной брахиформной положительной магнитной аномалии в окружении высокоинтенсивных знакопеременных магнитных аномалий линейного и локального типа (что может указывать на существование в пределах района мантийного диатира). Присутствие внутри этой области совмещения региональных брахиформных аномалий локальных зон разуплотнения (что может быть непосредственно связано с развитием магматического очага мантийного заложения с проявлениями кимберлитового вулканизма).

- Присутствие двух потенциальных кимберлитовых полей – «Акичкинского» (Северного) и «Важского» (Западного) (по [37]).

Важную роль в подтверждении связи благоприятных геолого-геофизических и тектонических обстановок (предпосылок) с проявлениями мантийного, в том числе алмазоносного кимберлитового магматизма играют минералогические предпосылки – присутствие на перспективной площади аномальных содержаний минералов-спутников алмаза кимберлитового происхождения.

Благоприятные минералогические предпосылки:

- Аллювиальные отложения района содержат большое количество минералов-путников алмаза кимберлитового происхождения - сотни тысяч зёрен пиропа и хромшпинелида, меньше хромдиопсида, оливина и пикроильменита (общее содержание пиропов в аллювии в 10-30 раз выше, чем в алмазоносном районе Зимнего Берега и любом другом районе Европейской России).

- Неокатаные минералы-спутники алмаза кимберлитового происхождения ближнего сноса: пироп, хромшпинелид, хромдиопсид,

оливин и пикроильменит присутствуют в аллювии района в 3-5 раз большем содержании, чем в алмазоносном районе Зимнего Берега, в том числе в классе крупности +1 мм (пироп и особенно пикроильменит);

- Высокая (около 10%) доля зёрен пироба ближнего сноса алмазной ассоциации группы G10 (что характерно для районов с проявлениями высокоалмазоносного кимберлитового вулканизма).

Совмещение всех благоприятных региональных предпосылок в пространстве (рис. 2) может быть обусловлено внедрением мантийного диапира и может сопровождаться кимберлитовым, в том числе и алмазоносным кимберлитовым магматизмом в пределах Устьянского перспективного района, прежде всего – в его западной («Западное» поле) и северо-западной («Северное» поле) части.

По совокупности и совмещению благоприятных геолого-геофизических и минералогических предпосылок и признаков Устьянский алмазоносный район (УАР) является почти полным аналогом Зимнебережного промышленно-алмазоносного района (ЗАР), различия только в возрасте кимберлитового магматизма: ЗАР – установленный возраст D₃ и УАР – предполагаемы возраст PZ₃-MZ)

КОСВЕННЫЕ ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ

В силу специфичности минерального состава алмазоносных рудных тел и очень низких содержаний полезного компонента – алмаза (0,01-0,2 г/т, редко до 1 г/т) в практике алмазопроискоковых работ используются не только **прямые поисковые признаки** – то есть присутствие в пробах самих кристаллов алмаза, но и **косвенные поисковые признаки** - присутствие в пробах минералов-спутников алмаза (далее – МСА), прежде всего – *МСА ближнего сноса алмазного парагенезиса*.

Поисковые признаки (и прямые и косвенные) имеют минералогическую основу, поэтому большой интерес представляют минеральный состав коренных пород, которые могли поставлять материал в четвертичные отложения (в том числе и как возможных промежуточных коллекторов алмаза). На всей площади района под четвертичными отложениями залегают коренные породы татарского яруса верхней перми и ветлужского надгоризонта (серии?) нижнего триаса [3,5,11] Все эти отложения имеют континентальное (для верхней перми – «бассейновое») происхождение и своим минеральным составом отражают условия и характер их формирования.

Основные, минералогически изученные стратиграфические подразделения района:

Верхняя Пермь:

Казанский ярус (морские известняки, тяжёлая фракция отсутствует).

Татарский ярус (континентальные, «бассейновые» карбонатно-

терригенные породы):

Нижнетатарский подъярус, Уржумский горизонт:

Нижнеустынская свита P_{2nu} , Сухонская свита P_{2sh}

Верхнетатарский подъярус:

Северодвинский горизонт P_{2sd} , Вятский горизонт P_{2vt}

Нижний триас:

Ветлужский надгоризонт T_{1vtl} (континентальные терригенные породы).

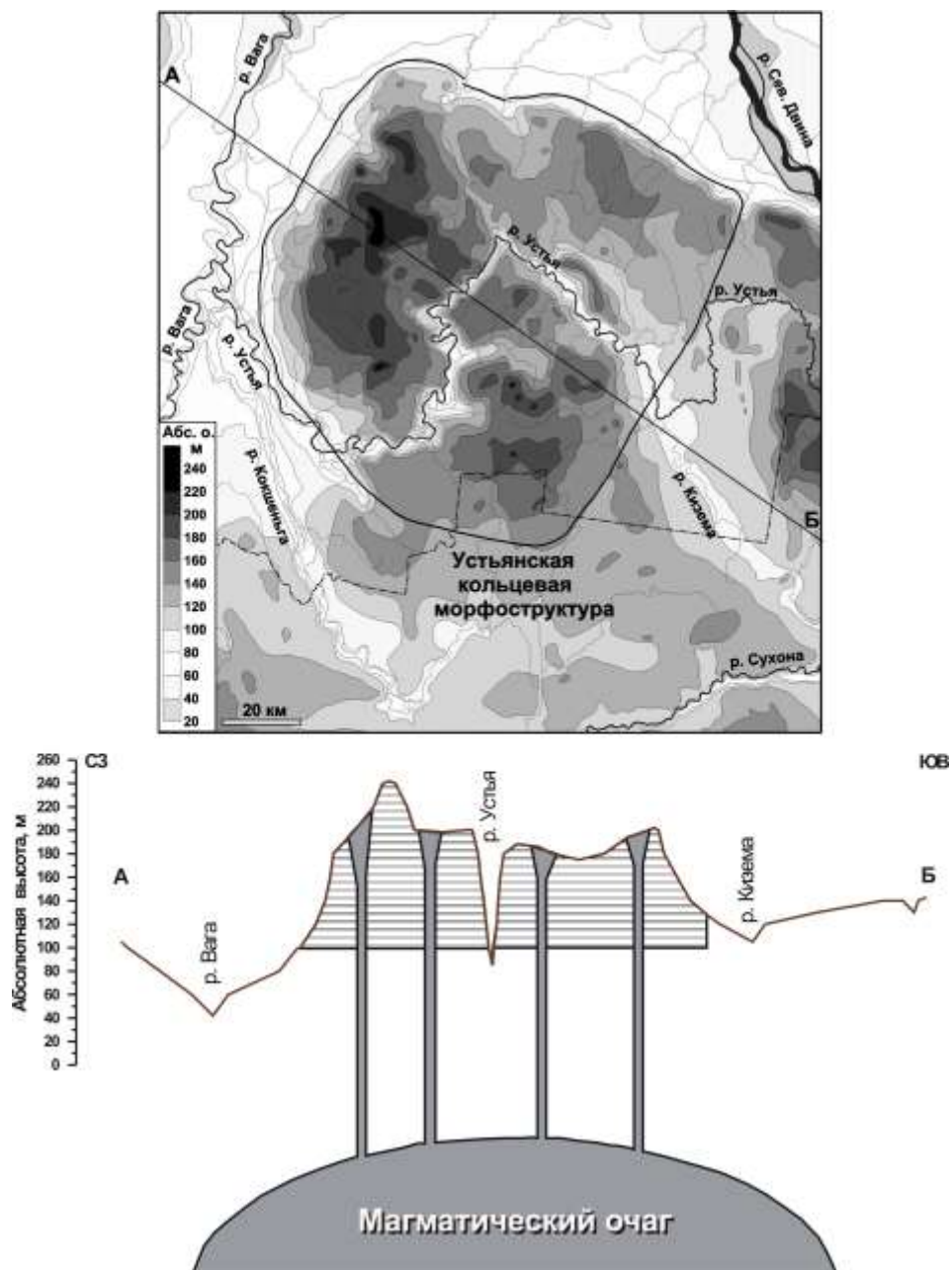


Рис. 3. Схема восстановленного рельефа Устьянской кольцевой морфоструктуры. Внизу – модельный разрез, иллюстрирующий механизм образования подобных остаточных поднятий за счёт бронирования «тела» морфоструктуры каркасом магматических проявлений, как своеобразными сваями (по Оффману П.Е. и

Ермоленко Ю.П.).

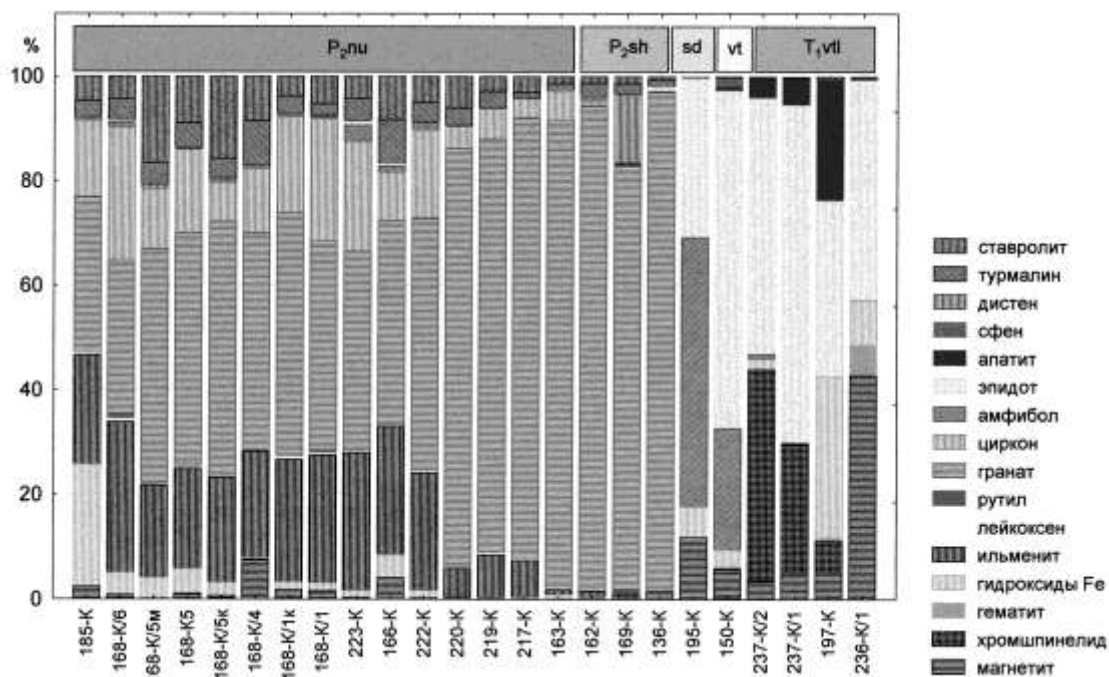


Рис. 4. Общий минеральный состав коренных пород Устьянского района по данным изучения протолочных проб пород Перми и Триаса.

Общий минеральный состав коренных пород района отражает расположение источников сноса и направление перемещения обломочного материала. На рис. 4 отчётливо фиксируется резкая тектоническая перестройка территории, произошедшая между сухонским и северодвинским временем и изменившая северо-западное направление сноса материала (с Балтийского щита) на восточное направление сноса (с Урала). Терригенные породы уржумского горизонта нижнетатарского подъяруса верхней перми с размывом залегают на известняках казанского яруса, при этом «зрелая» циркон-ильменит-гранатовая минеральная ассоциация тяжёлой фракции (далее – т.ф.) песчаников нижеустьинской свиты сменяется почти чисто гранатовой минеральной ассоциацией сухонской свиты. Но, начиная с северодвинского времени минеральный состав тяжёлой фракции терригенных пород становится совершенно иным: для отложений северодвинского и вятского горизонта характерна «незрелая» магнетит-эпидот-амфиболовая и магнетит-амфибол-эпидотовая ассоциация. Сходная, хромшпинелид-эпидотовая минеральная ассоциация отмечается и для залегающих выше пород ветлужского надгоризонта нижнего триаса, грубообломочные разности которых отличаются также обилием окатанных обломков уральских яшмоидов.

Терригенные породы всех перечисленных подразделений содержат

потенциальные минералы-спутники алмаза (МСА): пироп+хромшпинелид (P_{2nu} , P_{2sh}) или только хромшпинелид (P_{2sd} , P_{2vt} , T_{1vtl}), но лишь в двух из них содержание МСА достаточно велико.

Судя по высокому, даже ураганному содержанию минералов-спутников алмаза (до 40% тяжёлой фракции!), отложения *ветлужского надгоризонта нижнего триаса* вполне могут быть потенциальным промежуточным коллектором алмазов, однако в них обнаружены только хромшпинелиды, которые имеют дальнепринесённый характер (мелкие размеры (-0,25 мм высокая степень окатанности) и некимберлитовый коренной источник (на это указывают особенности их морфологии, химического состава и сростания с уваровитом). Коренным источником этих хромшпинелидов являются, скорее всего, гипербазитовые массивы Урала (восточное направление сноса).

Наиболее интересным потенциальным промежуточным коллектором алмазов в районе являются песчаники *нижнеустьинской свиты нижнетатарского подъяруса верхней перми*, в которых отмечено высокое содержание минералов-спутников: пироп (15-236 зн./10 л, до 15000 зн./1 кг т.ф.) и хромшпинелида (6-125 зн./10 л, до 24000 зн./1 кг т.ф.). Пиропы, и хромшпинелиды характеризуются однотипными морфологическими особенностями (рис. 5а,б), которые указывают, по крайней мере, на два этапа их экзогенного морфогенеза (в разных соотношениях и последовательности): 1) интенсивный механический износ в условиях прибрежно-озёрного осадконакопления (мелкие размеры, высокая степень окатанности, полированная и/или шероховатая поверхность); 2) гипергенное растворение (для пиропов – растворение «кубоидного» типа) в условиях коры выветривания. Хромшпинелиды характеризуются широким спектром химического состава (20-50%, до 60% Cr_2O_3) с преобладанием умереннохромистых, низкотитанистых зёрен. Цвет пиропов преимущественно фиолетовый, малиновый бледных тонов, крайне редко отмечаются пиропы красновато-малинового и оранжевого цвета. Подавляющая часть пиропов нижнеустьинской свиты принадлежит к низкохромистой (1-4% Cr_2O_3) и низкотитанистой разновидности лерцолитового парагенезиса группы G9 (по [27], более хромистые пиропы (до 7% Cr_2O_3) единичны (рис. 5в). При этом отмечается заметное количество низкохромистых низкокальциевых пиропов дунит-гарцбургитового парагенезиса группы G10 (алмазной ассоциации по [28], присутствие которых позволяет считать породы нижнеустьинской свиты возможным промежуточным коллектором алмазов, коренным источником которых могли быть слабоалмазоносные кимберлиты пост-казанского – до-татарского возраста поздней перми.

Гораздо более разнообразными в отношении минералов-спутников алмаза являются современные аллювиальные отложения и четвертичные отложения ледникового происхождения. Большая часть поисковой минералогической информации в районе получена при изучении шлиховых

проб из современного аллювия. При этом шлиховое опробование современного руслового аллювия района представляет собой, по сути, опробование материала **четвертичного ледникового покрова**, обогащённого в благоприятных гидродинамических условиях современных водотоков («ледниковый фон») с добавлением материала коренных пород, размываемых в непосредственной близости от точки опробования («аномальная составляющая»). Это позволяет проводить интерпретацию результатов шлихового опробования не как линейного (ленточного) шлихового опробования водотоков, а как **площадного опробования ледниковых отложений территории по неравномерной сети**.

Аллювиальные отложения района содержат сотни тысяч зёрен минералов-спутников алмаза (пироба, хромшпинелида, хромдиопсида, оливина, пикроильменита), общее содержание пиробов в 10-30 раз выше, чем в алмазоносном районе Зимнего Берега и любом другом районе Европейской России. Причём распределение пиробов из аллювия и по размеру зёрен, и по типу поверхности зёрен, и по химическому составу имеет отчётливый бимодальный характер, что указывает на поступление их из, по крайней мере, двух типов коренных источников (третий тип коренного источника - отложения нижнего триаса – содержат только дальнеприносные хромшпинелиды некимберлитового происхождения из гипербазитов Урала и вряд ли могут представлять поисковый интерес).

1-й тип. Большая часть низкохромистых пиробов и хромшпинелидов хорошо окатана, имеет класс крупности $-0,5+0,25$ мм (пиробы и хромшпинелиды группы ПЗ и ХЗ, соответственно по классификации [35], и по всем характеристикам идентична этим минералам из промежуточного коллектора – песчаников нижеустынской свиты верхней перми, охарактеризованным выше (рис. 5). Отчётливый максимум концентрации этих пиробов и хромшпинелидов в песчаниках верхней перми (а вслед за ними – и в аллювии) отмечается в низах разреза нижеустынской свиты на западе Устьянского района.

2-й тип. Образуют совершенно отдельную группу и имеют особую поисковую значимость неокатанные минералы-спутники алмаза ближнего сноса (или МСА 1-й группы, далее – МСА-1 по классификации [35], **непосредственно** указывающие на возможность присутствия в районе кимберлитов: это, прежде всего пироп, пикроильменит и хромшпинелид, а также хромдиопсид и оливин (рис. 6).

Содержание неокатанных зёрен *пироба* в аллювии района в 3-5 раз выше, чем в алмазоносном районе Зимнего Берега. Пиробы ближнего сноса резко отличаются от пиробов верхнепермского нижеустынского коллектора характером поверхности («первично-магматическая» поверхность 1-го и 2-го типа по [1], отсутствием признаков механического износа, более крупными размерами (класс крупности $-1+0,5$ и $-2+1$ мм), высокой хромистостью (2-12%, до 14% Cr_2O_3) и высокой долей зёрен пироба алмазной ассоциации

группы G10 (около 10%), что типично для алмазоносных кимберлитов (рис. бв), в том числе и для алмазоносных кимберлитов Зимнего Берега.

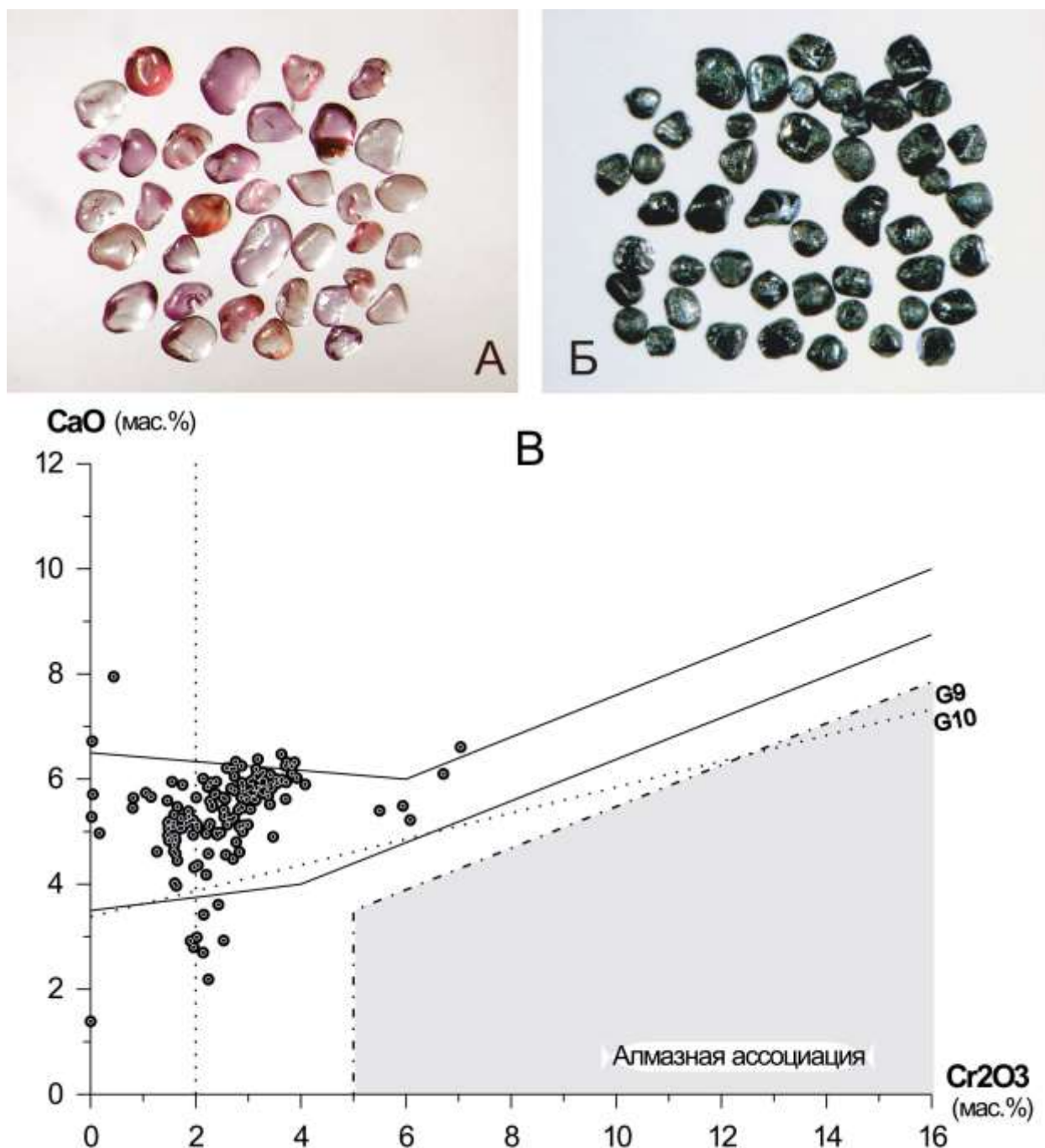


Рис. 5. Минералы-спутники алмаза из пород нижнеустьянской свиты верхней Перми Устьянского района. Вверху общий вид зёрен пиропов (А) и хромшпинелидов (Б). Внизу (В) - диаграмма состава пиропов в координатах Cr₂O₃ – CaO (по [19]).

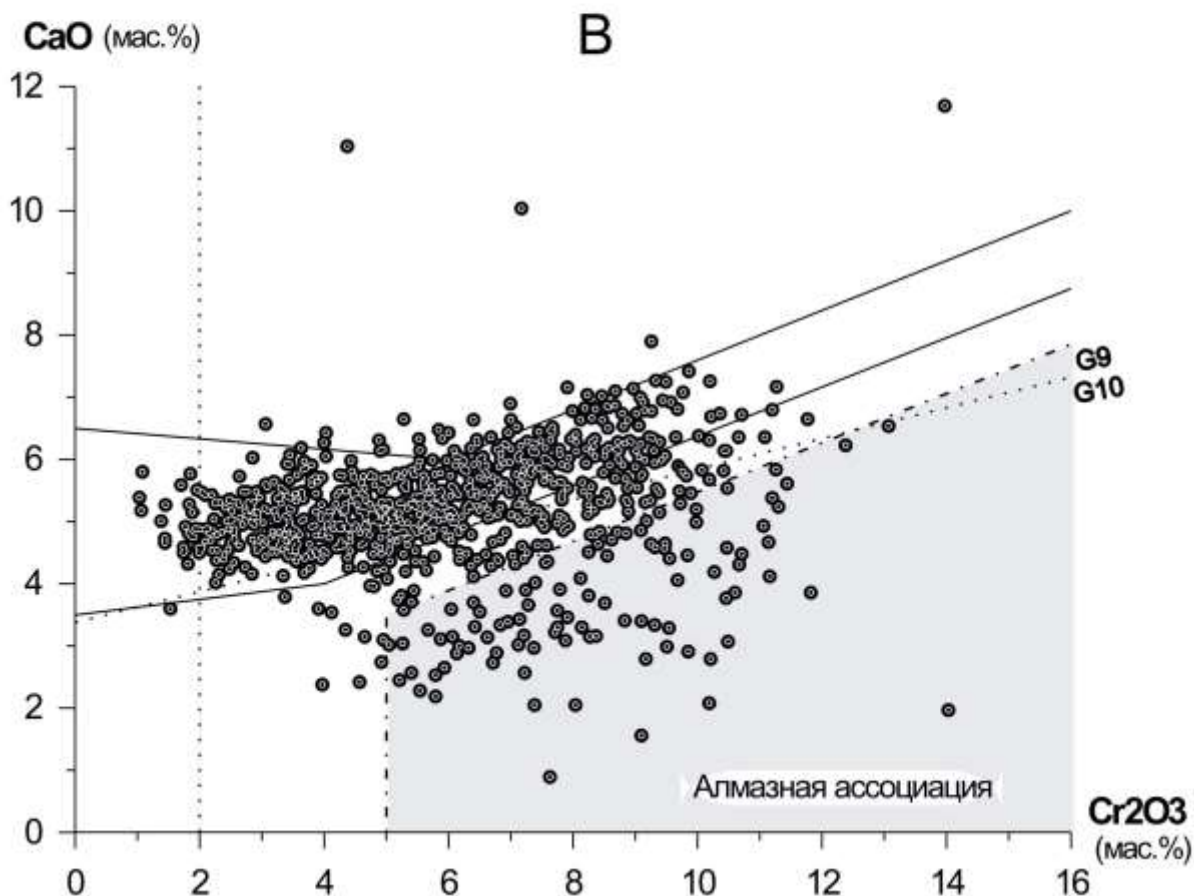
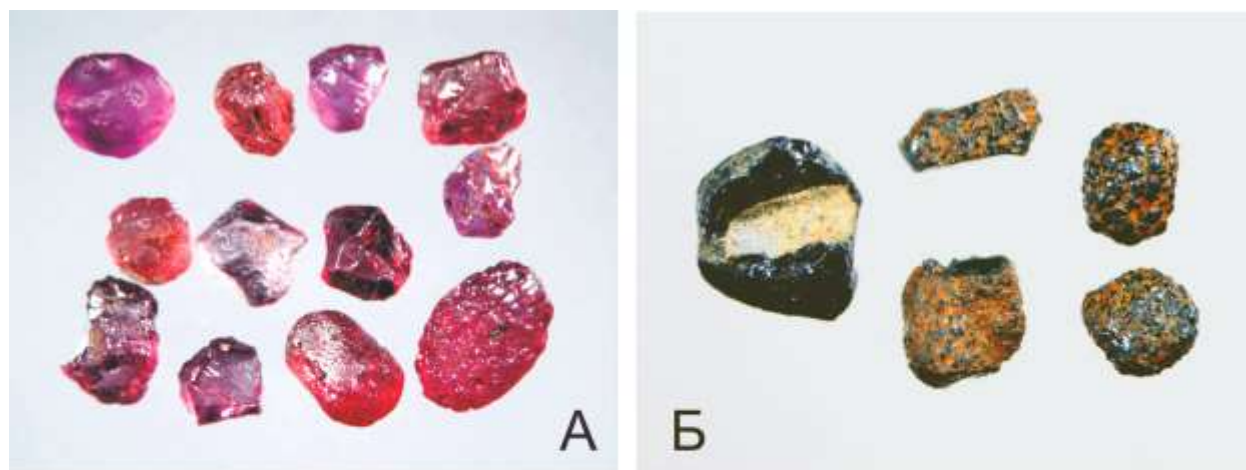


Рис. 6. Минералы-спутники алмаза из четвертичных отложений Устьянского района. Вверху общий вид зёрен пиропов (А) и пикроильменитов (Б). Внизу (В) - диаграмма состава пиропов в координатах $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{CaO}$ (по [19]).

Пикроильменит содержится в аллювии в меньшем количестве, чем пироп, однако крупные размеры зёрен (класс $-4+0,5$ мм), первично-магматическая поверхность (коррозионная, микробугорчатая, «шиповатая»), наличие лейкоксеновых кайм и срастание с изменённой карбонатной породой, а также особенности химического состава (4-16% MgO , до 3,5% Cr_2O_3) указывают на непосредственную связь с местным коренным

алмазоносным кимберлитовыми источником.

Хромшпинелид отчётливо кимберлитового происхождения встречается в аллювии редко, однако среди его зёрен присутствуют зёрна алмазного парагенезиса с содержанием Cr_2O_3 до 69%.

Распределение мелких, окатанных низкохромистых пиропов группы ПЗ в аллювиальных отложениях Устьянского района (в знаках на 1 кг тяжёлой фракции) в целом очень хорошо соответствует области выхода на дочетвертичную поверхность песчаников ниже-устынского коллектора верхней перми (P_2nu), более того, расположение максимума концентраций этих пиропов в породах перми в точности повторяет (соответствует) и расположение максимума концентраций этих пиропов в аллювии. Аналогичное соответствие отмечается между площадью развития пород нижнего триаса (T_1vtl) и максимумом концентраций в аллювии характерных для пород триаса хромшпинелидов. То, что типоморфные минералы-спутники в аллювии по-сути маркируют площади развития известных коренных источников (пород P_2nu и T_1vtl), позволяет рассчитывать на то, что и пиропы, и пикроильмениты, и другие минералы-спутники ближнего сноса (МСА-1) в аллювиальных отложениях Устьянского района также могут в значительной степени отражать именно состав подстилающих коренных пород, в том числе и ожидаемых кимберлитов.

ПРЯМЫЕ ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ

Наряду с благоприятным сочетанием поисковых предпосылок и косвенных поисковых признаков первостепенное значение для подтверждения возможного развития в районе проявлений мантийного, в том числе алмазоносного кимберлитового магматизма имеют непосредственные, прямые поисковые признаки – присутствие на перспективной площади кристаллов алмаза.

Поисковыми работами ООО «Архангельские Алмазы» и ООО ИНПК «РУСГЕО» установлен факт россыпной алмазоносности современного аллювия и ледниковых отложений Устьянского алмазоносного района [18]. В пробах минимального объёма обнаружено 9 кристаллов алмаза (в шлиховых пробах 20-40 л - 6 шт. и в мелкообъёмных пробах 0,5 м³; 1 м³; 2 м³ – 3 шт.). Размер зёрен от 0,5 до 3,8 мм, распределение по классам крупности: -0,5+0,25 мм – 1 шт., -1+0,5 мм – 5 шт., -2+1 мм – 2 шт., -4+2 мм – 1 шт.; средний вес 8,3 мг, максимальный вес 52 мг (1/4 карата). Два самых крупных кристалла обнаружены в *шлиховых пробах* из отложений морены (кристалл размером 3.8 мм) и из аллювиальных отложений (кристалл размером 2,65 мм).

Кристаллы самые разные по морфологии: преобладают бесцветные, в разной степени искажённые додекаэдриды (до 2,65 мм) и плоскогранные октаэдры (наиболее крупные по размеру кристаллы – почти до 4-х мм),

встречен октаэдроид, тетрагексаэдроид и лишь один поликристаллический сросток (рис. 7). Только на одном, самом мелком кристалле (октаэдроиде) отмечаются редкие зелёные пятна пигментации, и на одном додекаэдроиде - полосы пластической деформации. Кристаллы целые или слабо повреждённые (лишь один осколок очень крупного кристалла), без признаков механического износа, иногда с охристыми примазками. Почти все алмазы ювелирного качества. В целом такое морфологическое разнообразие кристаллов характерно для высокоалмазоносных кимберлитовых трубок.



Рис. 7. Внешний облик кристаллов алмаза, обнаруженных в шлиховых и мелкообъёмных пробах из аллювиальных и моренных отложений Устьянского перспективного района.

По данным ИК-спектроскопии изученные кристаллы алмаза характеризуются резко различными концентрациями азота в А-форме (46-1300 at.ppm), при резко пониженной степени агрегированности азота (%NB = 8,4-17,8 – 4 кристалла спектрального типа IaAB), присутствием кристаллов, у которых азота в форме «В» нет вообще (%NB = 0 – 4 кристалла спектрального типа IaA), а также присутствием даже в такой небольшой выборке «безазотного» кристалла спектрального типа IIa (рис. 8а). Общей особенностью почти всех кристаллов, наряду с резко пониженной степенью агрегированности азота, являются также очень низкие концентрации плейтелетс (Р-центр = 0-3,8 см⁻¹) и водорода (0-1,07 см⁻¹) (рис. 8б,в). Несмотря на резкие морфологические различия, по распределению

примесных центров эти кристаллы образуют единую, вполне однородную совокупность. По содержанию отдельных структурных примесей азота и водорода изученные кристаллы имеют сходство с редкими разновидностями алмазов Среднего Урала, месторождения им. Гриба (Архангельская область) и Финляндии.

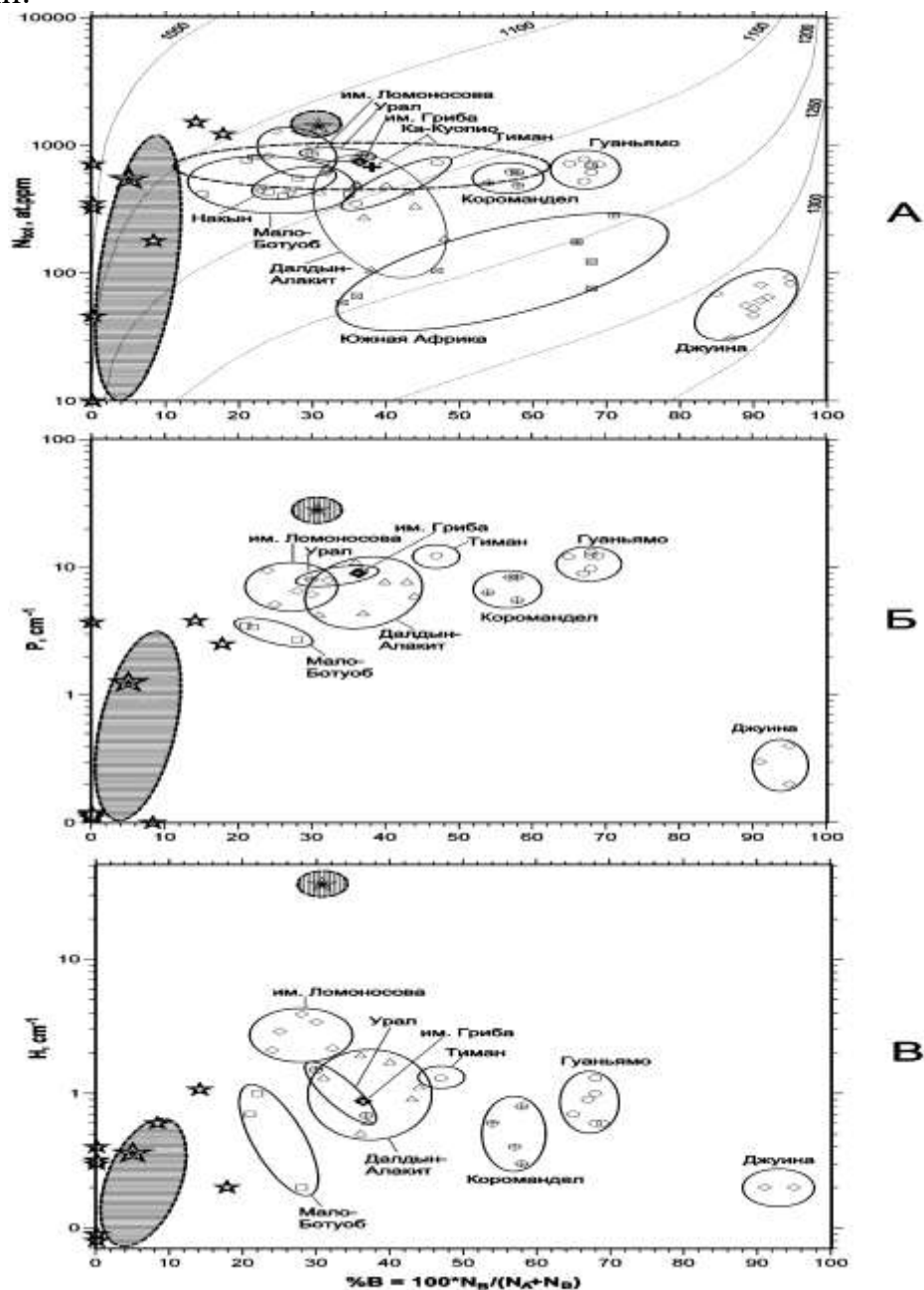


Рис. 8. Физические свойства алмазов, обнаруженных в Устьянском перспективном районе. Распределение общей примеси азота (А), плейтелетс (Б), и водорода (В) в зависимости от степени агрегированности азота в алмазах.

Алмазы Устьянского района – звёзды, крупная звезда – среднее значение по 8-ми кристаллам, заштрихованный эллипс – область стандартного отклонения. Реперные поля состава алмазов Мира по данным: [29,20,31]. Изотермы (рис. А) по данным [33].

Однако по совокупности распределения основных сингенетических структурных примесей и дефектов структуры, изученные кристаллы занимают совершенно обособленное положение.

Относительно пониженные концентрации в кристаллах азота, водорода и плейтелетс, а также очень низкая степень агрегированности азота указывают на достаточно медленную кристаллизацию в условиях, близких к равновесным (ранняя и главная стадии природного алмазообразования). Кристаллы относительно низкотемпературные (при условном возрасте 3 млрд. лет температура по [33] не превышает 1100 градусов С). Судя по распределению азота в кристаллах можно предполагать ультраосновную ассоциацию (парагенезис) алмазов.

(Интересно отметить, что по характеру распределения структурных примесей в Мире выделяется не так уж много своеобразных и обособленных, ярких, «реперных» групп алмазов. Так, например, большая часть кимберлитов и Якутии, и Архангельска слабо различается по этим показателям, резко обособлены в основном кимберлиты и россыпи Южной Америки (Бразилии и Венесуэлы). Наиболее крайнее, «экстремальное» положение по этим показателям занимают кимберлиты и россыпи алмазов поля Джуина, Бразилия. Для этих наиболее глубинных и высокотемпературных (1250°C) алмазов нижнемантийного происхождения характерны самые низкие концентрации водорода, плейтелетс и азота при крайне высокой степени агрегированности азота (в среднем около 90% N_B). Для изученных алмазов Устьянского района также характерны самые низкие концентрации водорода, плейтелетс, пониженные концентрации азота, но при этом крайне низкая степень агрегированности азота (в среднем около 5% N_B) и самые низкие температуры образования (менее 1100°C)! То есть по характеру распределения структурных примесей изученные алмазы Устьянского района занимают такое же крайнее, «экстремальное», но прямо противоположное по отношению к алмазам Джуины положение. Устьянские алмазы образуют своеобразную и обособленную, яркую, «реперную» группу. Дело за малым – осталось только найти и изучить необычный коренной источник Устьянских алмазов, чтобы дать обозначение, название этой новой «реперной» группе алмазов).

Единственный кристалл, не входящий в эту достаточно однородную и оригинальную совокупность, отличается высоким общим содержанием азота (1413 at.ppm) и повышенной степенью агрегированности азота (%N_B = 30,8). По этим показателям он близок к кристаллам алмаза из месторождения им. Ломоносова, однако, очень высокая концентрация плейтелетс (28,1 см⁻¹ – выше в 3 раза!) и совершенно необычное, крайне высокое содержание в нём примеси водорода (35,9 см⁻¹ – выше на порядок!), указывает на то, что и этот кристалл происходит из ещё неизвестного (не открытого) коренного источника!

Таким образом, по особенностям распространения, комплексу морфологических признаков и соотношению основных структурных примесей азота, водорода и плейтелетс изученные алмазы занимают совершенно обособленное положение и практически не имеют аналогов среди алмазов известных месторождений и рудопроявлений Русской платформы и Урала. Это может указывать на поступление изученных кристаллов из нового, ещё не известного кимберлитового коренного источника. Этот потенциальный новый коренной кимберлитовый источник может обладать повышенной алмазоносностью, повышенной крупностью и высоким качеством алмазов. По большинству перечисленных особенностей самыми близкими аналогами изученных алмазов являются алмазы из трубок Мало-Ботубинского района Якутской провинции (прежде всего, алмазы трубки Мир).

Ни в одном другом районе Европейской России (включая районы месторождений и рудопроявлений алмазов Урала, Тимана, Архангельска и Финляндии) таких находок алмазов в шлиховых пробах не было (*обычно единичные алмазы находят в крупнообъёмных пробах по 30-50 м³*). Такие крупные кристаллы алмаза в шлиховых пробах минимального объёма встречаются только в промышленно-алмазоносных районах Якутии (Далдыно-Алакитском, Мало-Ботубинском, Средне-Мархинском и Анабарском).

ЛОКАЛЬНЫЕ ПОИСКОВЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ И ПРИЗНАКИ.

Выделение наиболее перспективных участков

По совокупности и совмещению благоприятных региональных геолого-геофизических и минералогических предпосылок и поисковых признаков Устьянский алмазоносный район (УАР) является почти полным аналогом Зимнебережного промышленно-алмазоносного района (ЗАР), в котором открыты около 80 кимберлитовых и родственных им магматических тел, в том числе коренные месторождения алмаза им. Ломоносова и им. Гриба. Различия проявляются только в возрасте известного и прогнозируемого кимберлитового магматизма: для Зимнебережного района это фактически поздний девон (D₃), для Устьянского района это предположительно поздняя пермь, татарский век – Мезозой (P_{2t}-MZ). Площадь Устьянского перспективного района в целом около 15 000 км², но некоторые имеющиеся поисковые предпосылки и признаки позволяют в значительной степени локализовать наиболее вероятные области развития проявлений кимберлитового магматизма и выделить наиболее перспективные участки для детальных работ. Наиболее важными для локализации на перспективной площади предполагаемого кимберлитового поля являются *геофизические* предпосылки. Как отмечалось выше, в пределах Устьянского района внутри области совмещения региональных брахиформных магнитной и

гравитационной аномалии присутствуют отдельные локальные зоны разуплотнения, что может быть непосредственно связано с развитием глубинных магматических очагов и проявлениями кимберлитового вулканизма. На основании анализа геофизической информации в пределах района были выделены два локальных участка потенциальных кимберлитовых полей – «Акичкинское» (Северное) поле и «Важское» (Западное) поле [37] (рис. 2).

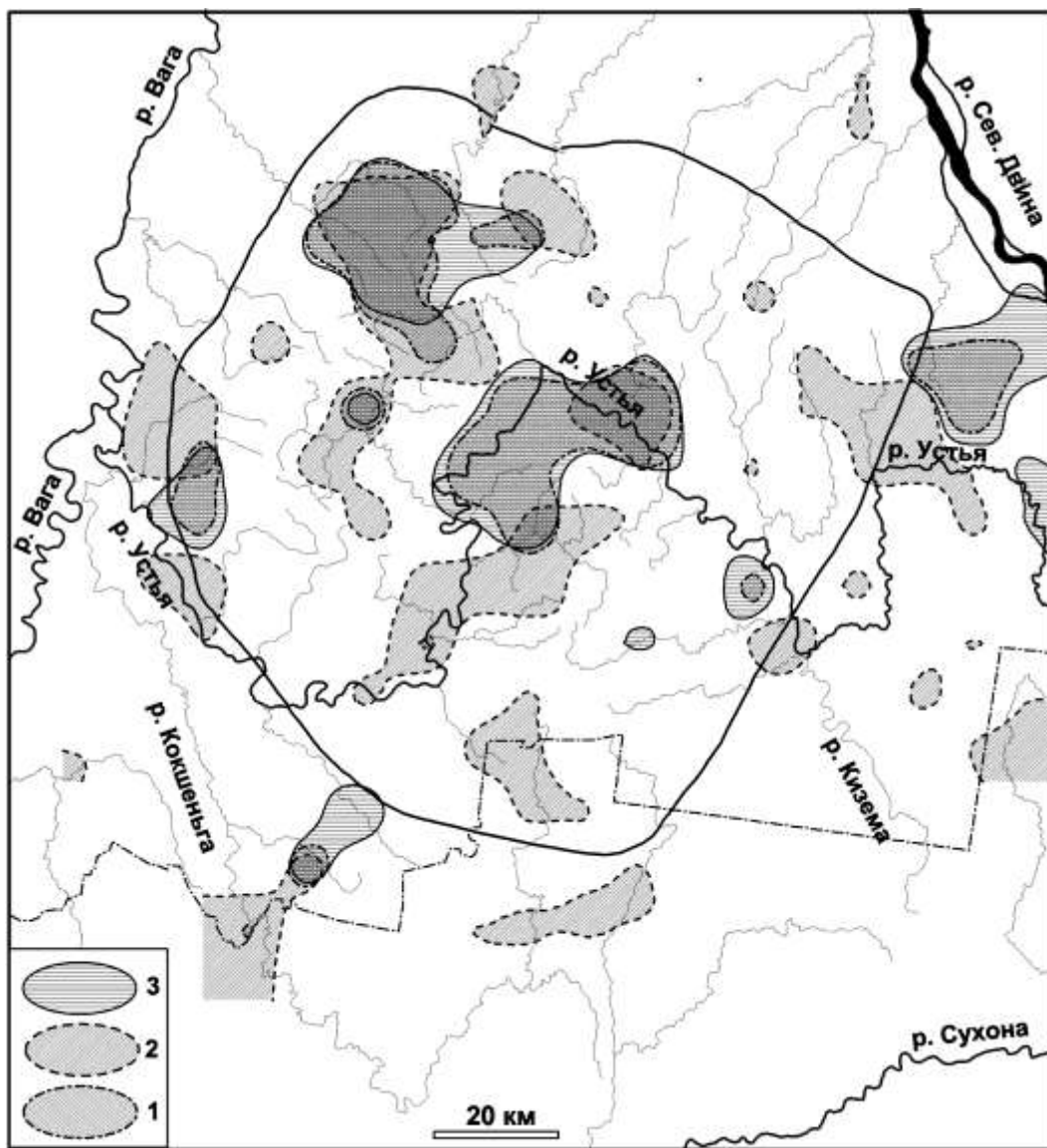


Рис. 9 Результаты морфометрического изучения территории Устьянской кольцевой морфоструктуры. Схема совмещения аномальных зон плотности (1), изотропности (2) и специфичности (3) гидросети.

Другими независимыми показателями для локализации наиболее перспективных участков развития проявлений магматизма являются

предпосылки **морфометрических** характеристик рельефа территории. Наиболее интересные участки выделяются как области совмещения максимальных по площади аномальных зон плотности, изотропности и специфичности гидросети [9,10]. Такие участки выделяются, прежде всего, в северо-западной, западной и центральной части Устьянского района (рис. 9). Благоприятным показателем является также присутствие на перспективной площади «дочерних» кольцевых морфоструктур разного порядка и размера (круг весь, круг большой, круг малый, круг самый малый), наиболее интересной в этом отношении является **северо-западная часть Устьянского района**.

Очень важными в отношении подтверждения достоверности выделения потенциальных кимберлитовых полей внутри Устьянского района являются **минералогические** характеристики площадей – косвенные и прямые локальные поисковые признаки, то есть присутствие на ограниченных по площади участках аномальных концентраций минералов спутников алмаза ближнего сноса и самих кристаллов алмаза, соответственно. Как отмечалось выше, несмотря на сложный характер формирования, минеральный состав современного аллювия наследует особенности минерального состава четвертичных ледниковых отложений и в значительной степени отражает минералогические характеристики подстилающих коренных пород. На возможность относительной локализации на площади возможных коренных кимберлитовых источников, то есть на реальное формирование шлихо-минералогических «ореолов ближнего сноса» указывают некоторые особенности свойств и характера распределения в породах минералов-спутников алмаза и самих алмазов.

Так, признаками ближнего сноса материала является полная или частичная сохранность первично-магматических поверхностей и отсутствие механического износа минералов-спутников, наличие полиминерального (комплексного) ореола минералов-спутников и отсутствие гранулометрической сортировки их зёрен (классы крупности зёрен от -0,5 мм до +2 мм), а также соотношение разных видов минералов-спутников в ореоле, аналогичное такому соотношению минералов в предполагаемом коренном источнике.

Именно эти особенности распределения минералов-спутников отмечаются в аллювиальных отложениях, прежде всего в северо-западной части Устьянского района, где фиксируются аномальные содержания пиропы и пикроильменита ближнего сноса, образующих мало контрастные ореолы рассеянного типа на ограниченной площади. Здесь же в отдельных пробах отмечается полный набор минералов-спутников и присутствие зерен алмаза, а также повышенная крупность этих зёрен (до класса -4+2 мм) и преобладание пикроильменита над пиропом (что характерно для большинства кимберлитовых трубок). Кроме того, обнаруженные кристаллы алмаза имеют резко различные размеры: от 0,5 мм до 3,8 мм (от класса

крупности $-0,5+0,25$ мм до $-4+2$ мм), что также характерно для ореолов ближнего сноса и совершенно не характерно для дальнепринесенного сортированного («калиброванного») материала (в том числе для материала из промежуточных коллекторов).

Минералогические предпосылки, косвенные поисковые признаки и, наконец, прямые поисковые признаки определяют как наиболее перспективную именно **северо-западную часть Устьянского района**. Большая часть алмазов (6 из 9-ти кристаллов) были обнаружены в аллювиальных и моренных отложениях на северо-западе Устьянского района, на площади около 400 км^2 . в пределах участка «Зимний», из них 5 кристаллов алмаза (в том числе 3 самых крупных, включая 2 октаэдра) обнаружены в виде единой цепочки северо-западного простирания на площади менее 100 км^2 . При этом, здесь отмечено крайне редкое для ледникового района явление: повторяемость находок алмаза и воспроизводимость результатов, что указывает на элементы закономерного характера распределения алмазов и позволяет уже на этом этапе поисковых работ оценить прогнозные ресурсы коренных и россыпных месторождений алмаза Устьянского перспективного района в целом и прогнозируемого кимберлитового поля в частности.

Расположение локальных предпосылок и признаков алмазоносности внутри Устьянского района имеет вполне определённый и закономерный характер (рис. 10). Наиболее интересный участок совмещения ореолов минералов-спутников алмаза ближнего сноса в аллювиальных и ледниковых отложениях, максимальных концентраций пикроильменита и оранжевого пироба, находок большей части алмазов, в том числе всех самых крупных алмазов, максимальных по площади благоприятных аномальных зон плотности, изотропности, специфичности гидросети совпадает с выделенным по геолого-геофизическим признакам потенциальным кимберлитовым полем «Северным» [37]. Именно этот участок бассейна рек Зимняя и Кодима, верховьев реки Волюга является наиболее перспективным для обнаружения полноценных коренных месторождений алмазов **позднетатарского – мезозойского возраста**.

На возможную локализацию принципиально другого коренного кимберлитового источника указывает присутствие низкохромистых пиропов и хромшпинелидов и закономерный характер их распределения в промежуточном коллекторе – песчаниках нижеустьянской свиты верхней перми, охарактеризованных выше. Это **косвенно** подтверждает возможное присутствие в пределах Устьянского района второго нового кимберлитового поля, кимберлиты которого должны иметь позднепермский (пост-казанский – до-татарский) возраст. Несмотря на высокую степень окатанности зёрен МСА, локализация их коренного источника вполне вероятна и возможна, на это указывает континентальный характер отложений перми, совместное присутствие в породах пироба и хромшпинелида, а также резкая, но

закономерная дифференциация содержания этих минералов в пробах и по разрезу, и по площади работ. Отчётливый максимум концентрации этих пиропов и хромшпинелидов в песчаниках верхней перми (а вслед за ними – и в аллювии) отмечается в низах разреза нижеустьинской свиты на западе

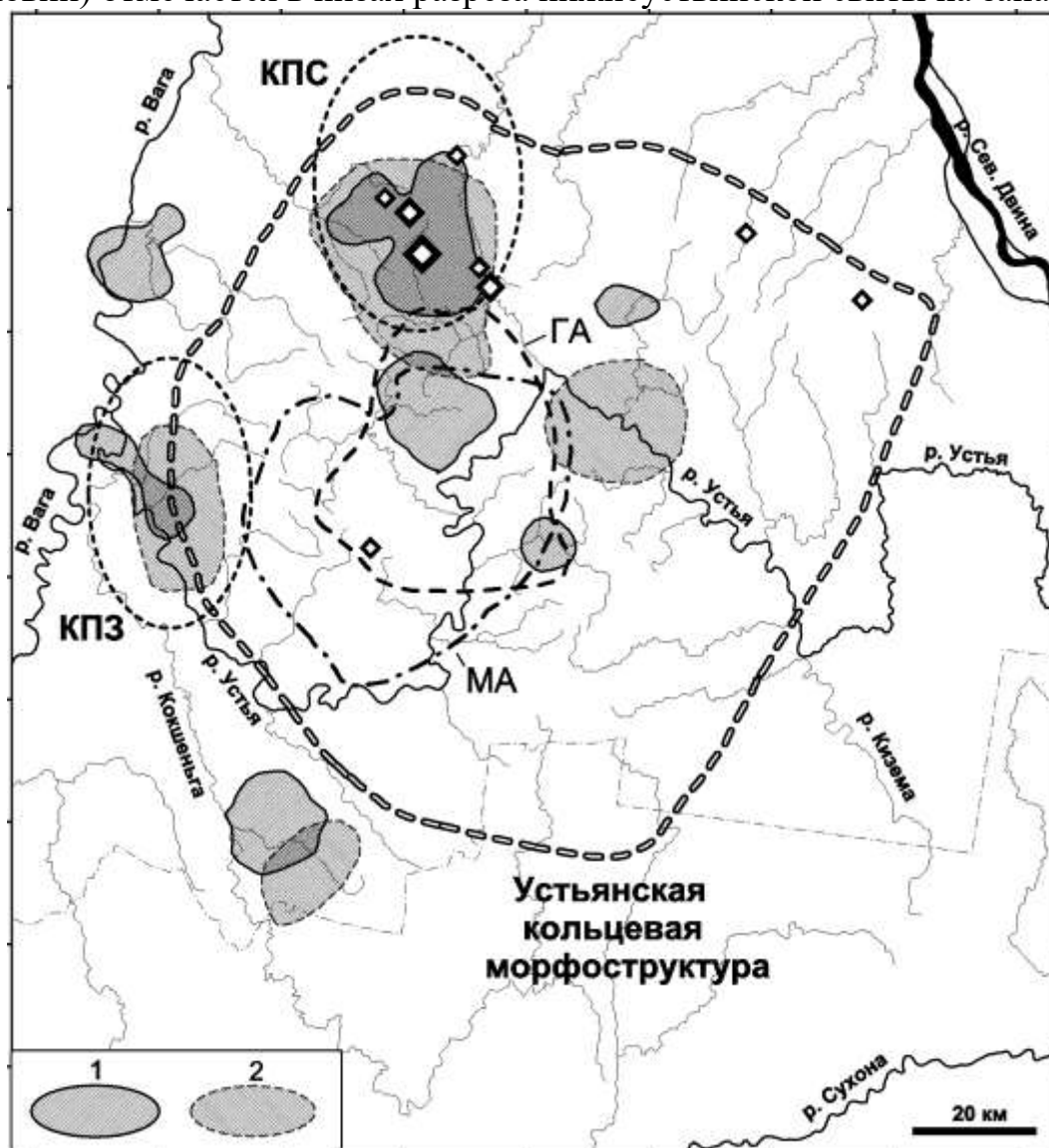


Рис. 10 Схема совмещения в пространстве всех благоприятных региональных и локальных поисковых предпосылок (морфоструктурных, тектонических, геофизических,

Морфометрических, минералогических) и поисковых признаков. Буквами на схеме обозначены: ГА – региональная гравитационная аномалия, МА – региональная магнитная аномалия; прогнозируемые кимберлитовые поля: КПС – поле «Северное», КПЗ – поле «Западное». Условные обозначения: 1 – шлиховые ореолы (максимальные концентрации) минералов-спутников алмаза ближнего сноса (МСА-1) в четвертичных отложениях; 2 – участки наиболее благоприятного совмещения аномальных зон плотности, изотропности и специфичности гидросети. Ромбы – точки находок кристаллов алмаза в четвертичных отложениях (размеры значков пропорциональны размерам кристаллов алмаза).

Устьянского района, в зоне соединения трёх рек: Ваги, Устья и Кокшеньги и точно совпадает с расположением прогнозируемого по геолого-геофизическим признакам кимберлитового поля «Западное» [37], а также с областью локального совмещения аномалий морфометрических характеристик (плотности, изотропности и специфичности гидросети, рис. 9,10). Судя по низкохромистому составу пиропов и хромшпинелидов и даже несмотря на формальное присутствие в песчаниках нижнеустьянской свиты пиропов группы G10 алмазной ассоциации (по [28], перспективы промышленной алмазности прогнозируемого *позднепермского (пост-казанско – до-татарского)* кимберлитового поля «Западное» совершенно неочевидны и, скорее всего, маловероятны. На возможность развития кимберлитового магматизма на площади этого поля указывают и выявленные здесь элементы магматических (или геологических?) предпосылок.

В пределах Устьянского района встречаются коренные породы брекчиевого строения, которые могут иметь самое различное (в том числе и вулканическое) происхождение [35]. Большая часть изученных брекчий образует *субсогласные* геологические *тела*, которые по петрографическим, минералогическим и геохимическим характеристикам *сингенетичны вмещающим осадочным породам* перми. Встречен лишь один выход *секущего субвертикального тела* с резкими контактами, мощностью 2-3 см и длиной по простиранию 40 см. Это тело образовано желтовато-зелёной, полностью глинизированной мелкопсефитовой брекчией, на 60% состоящей из обломков аргиллитов, редко песчаников, сцементированных алевритистой глиной. Отчётливых следов магматического материала не отмечается. По структуре и условиям залегания это тело, возможно, представляет собой элювиально-делювиальные отложения, заполнившие субвертикальную трещину бортового отпора («нептуническую дайку»?). Однако полностью исключить иной тип образования этой породы нельзя. По результатам инструментального нейтронно-активационного анализа для этой брекчия отмечается очень высокое содержание хрома - **520 г/т (!!!)**, что сопоставимо с содержанием хрома в ультраосновных породах и требует более детального изучения этой брекчий в полевых и лабораторных условиях. Это секущее тело высокохромистой брекчий (обр. Г-168-К/С) расположено на участке максимальных концентраций пиропов и хромшпинелидов в песчаниках нижнеустьянской свиты перми – в устье р. Кокшеньга, в пределах прогнозируемого кимберлитового поля «Западное».

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведённые исследования подтверждают выделение Устьянского перспективного района, как района плюмовой тектоно-магматической активности. Как показывают приведённые выше результаты прогнозных и поисковых работ, Устьянский перспективный район характеризуется

совмещением в пространстве ВСЕХ благоприятных региональных поисковых предпосылок (морфоструктурных, тектонических, геолого-стратиграфических, геофизических, морфометрических, минералогических) и поисковых признаков (присутствием кристаллов алмаза), что может быть обусловлено внедрением мантийного диапира и может сопровождаться алмазоносным кимберлитовым магматизмом. Расположение и совмещение локальных поисковых предпосылок и признаков позволяет выделить два прогнозных кимберлитовых поля в пределах западной (поле «Западное») и северо-западной части Устьянской морфоструктуры (поле «Северное»). Ожидаемые кимберлиты этих двух полей должны резко различаться по составу (петрологическому типу), алмазоносности и возрасту.

Судя по набору и составу минералов-спутников (низкохромистые и низкотитанистые пироп+хромшпинелид), **кимберлиты позднепермского, постказанско-раннетатарского возраста**, поставившие материал в породы нижнеустьянской свиты, могут быть близки по составу некоторым безильменитовым кимберлитам глинозёмистой серии Зимнего Берега [15] и кимберлитам группы 2 Южной Африки [32]. Эти кимберлиты в лучшем случае могут быть слабоалмазоносны, поэтому **перспективы** промышленной алмазоносности прогнозируемого кимберлитового поля «Западное» **совершенно неочевидны.**

Напротив, ожидаемые относительно более молодые **кимберлиты позднепермского (поздетатарского) – мезозойского возраста**, поставившие материал только в четвертичные породы, судя по набору и составу минералов-спутников (высокохромистый пироп + высокомагнезиальный и высокохромистый пикроильменит), а также присутствию в пробах минимального объёма крупных кристаллов алмаза (в том числе значительной доле октаэдров), могут быть близки по составу ильменитовым кимберлитам железо-титанистой серии Зимнего Берега (трубке им. Гриба) и кимберлитам группы 1 Южной Африки и Якутии. **Перспективы** промышленной алмазоносности прогнозируемого позднепермского - мезозойского кимберлитового поля «Северное» **весьма высоки.** Широкая распространённость, повышенная крупность и высокое ювелирное качество обнаруженных алмазов позволяет ожидать высокое содержание и высокую стоимость алмазов в предполагаемых кимберлитовых трубках и россыпях этого поля.

По совокупности и совмещению благоприятных геолого-геофизических и минералогических предпосылок и поисковых признаков, а также приуроченности к одной и той же Мегра-Кепинско – Шенкурской зоне глубинных разломов Устьянский перспективный район является почти полным аналогом Зимнебережного промышленно-алмазоносного района, а прогнозируемое кимберлитовое поле «Северное» является почти полным аналогом полей месторождений алмаза им. Гриба и (или) им. Ломоносова.

Интересно отметить и полную аналогию характера расположения

Зимнебережного промышленно-алмазоносного района и Устьянского перспективного района в макросейсмическом поле Русской платформы (рис. 11).

Зимнебережный район приурочен к восточной периферии VII-VIII-ми-бального эпицентра Беломорского максимума макросейсмического поля, связанного с Онего-Двинским авлакогеном (активизированным в позднем девоне), а Устьянский район приурочен к западной периферии VII-ми-бального эпицентра Сухонского максимума макросейсмического поля, связанного со Средне-Русским авлакогеном (активизированным в пермско-мезозойское время). Значит, существование девонского Беломорского мантийного диапира (плюма) и пермско-мезозойского Сухонского плюма до настоящего времени проявляется, в том числе в интенсивной тектонической жизни региона.

Поэтому между Зимнебережным и Устьянскими районами имеется, наверное, лишь одно важное и очевидное отличие – более молодой возраст предполагаемого кимберлитового магматизма Устьянского района. На Русской платформе возраст известного кимберлитового и родственного ему вулканизма, а также базальтов определён как поздне-среднедевонской для Зимнебережного алмазоносного района, Нёнокского района Онежского полуострова и Умбинского района Среднего Тимана [12,13,14,16], Терского берега Кольского полуострова [6] и Жлобинского поля Белоруссии [23]. Установлен и более древний, раннепалеозойский, поздне- и раннепротерозойский возраст такого магматизма для Балтийского щита и его обрамления (кимберлиты Финляндии, Кимозеро и др.) Проявления более молодого, позднепермско-мезозойского основного-ультраосновного магматизма известны пока только по восточному обрамлению Русской платформы на Тимане и Урале. Присутствие гиабиссальной интрузии мелалейцититов, обнаруженной в коренном обнажении в урзе реки Сухоны в Вологодской области ([8], дальнейшими работами не подтвердилось [36]. Несмотря на это, очевидная тектоническая перестройка (активизация) Русской платформы в поздепалеозоско-мезозойскую эпоху должна была сопровождаться и синхронной магматической активизацией. Поэтому мезозойский магматизм вполне мог проявиться и на Русской платформе в целом, и в Устьянском районе в частности. Кимберлитовый (в том числе алмазоносный) и родственный ему вулканизм мезозойского возраста активно проявился в Якутии, Африке, Северной и Южной Америке, Австралии и др.. При этом кимберлитовые трубки разного возраста (от протерозоя до мезозоя) могут образовываться не только на соседних территориях, но и даже в пределах одного района (Южная Африка, Австралия, Канада, Индия, Финляндия, север Якутии и др.).

Развитие в пределах Устьянского района проявлений мезозойского алмазоносного магматизма (подтверждённое совмещением на локальной площади всех возможных благоприятных предпосылок и признаков) гораздо

более вероятно и логично, чем гипотетическое перемещение ледниками алмазоносного кимберлитового материала из гипотетических неизвестных кимберлитовых тел Балтийского щита и «случайная» небывалая концентрация этого дальнеприносного материала точно в пределах прогнозируемого по всем независимым признакам кимберлитового поля. В ледниковых обстановках при удалении от коренного источника происходит очевидное быстрое разубоживание минералогических ореолов, а не их обогащение.

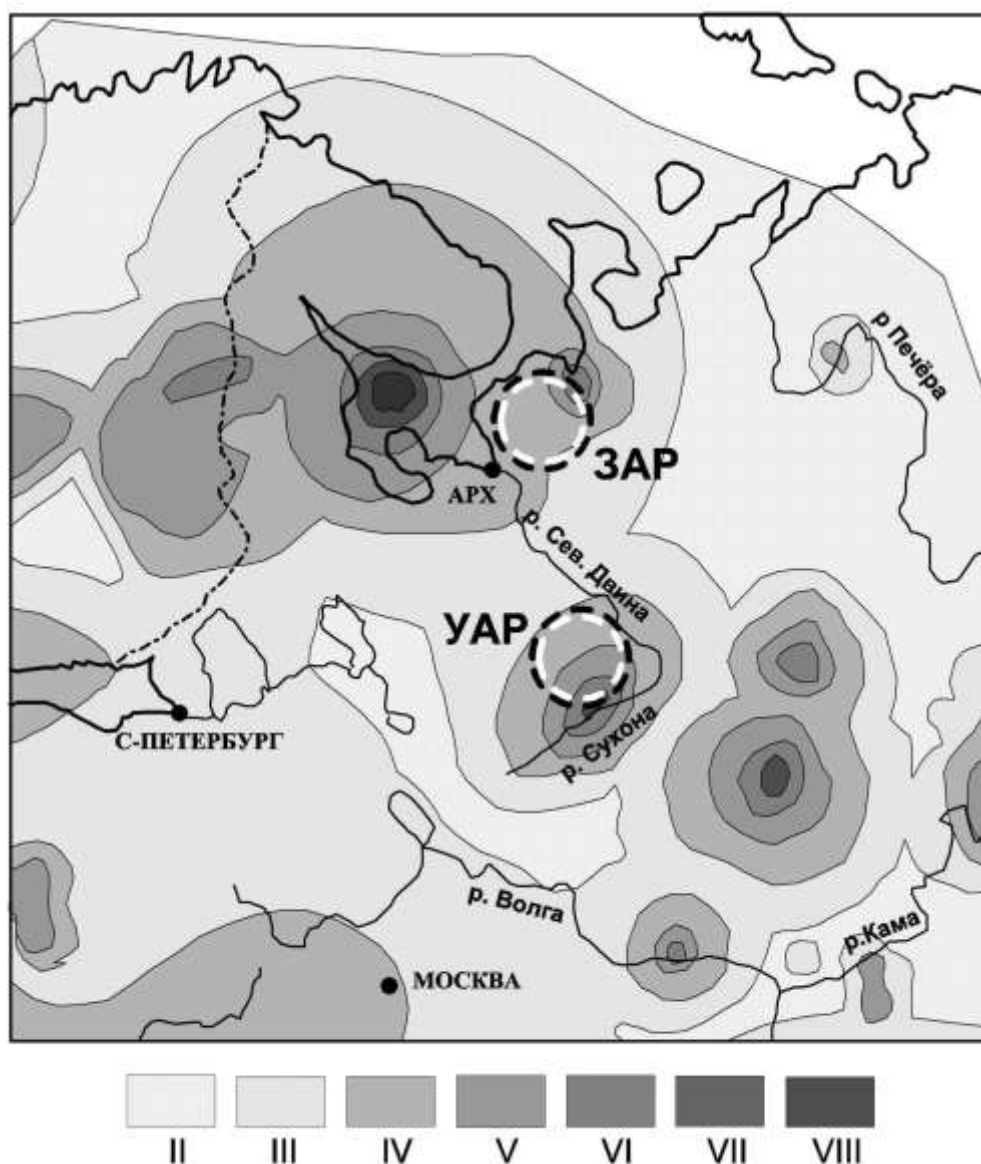


Рис. 11 Макросейсмическое поле севера Русской платформы [2].. Показаны контуры обобщающих изосейст землетрясений. Условные обозначения (внизу): интенсивность землетрясений в баллах.

Это полностью подтверждается поисковыми работами в Финляндии и Канаде да и просто по здравому смыслу. Ничего подобного шлиховым ореолам минералов-спутников и алмазов Устьянского района не обнаружено на Балтийском щите ни в Карелии, ни на Ветреном поясе, ни в Финляндии,

ни тем более на площади Русской плиты, поэтому приходится признать, что в Устьянском районе должны существовать пока неизвестные на Русской платформе алмазоносные кимберлиты поздне-пермско - мезозойского возраста. Шлиховые ореолы минералов-спутников и самих алмазов на Устьянской структуре имеют не дальнепринесенной, случайный («аллохтонный»), а местный, закономерный («автохтонный») характер.

Что касается россыпей, то поисковыми работами уже установлен факт россыпной алмазоносности современного аллювия и ледниковых отложений Устьянского алмазоносного района. При этом, как отмечалось выше, современный аллювиальный комплекс осадков района практически целиком сформировался за счет перемыва флювиогляциальных и моренных отложений. Ледниковые отложения и современный аллювий формируют в древних долинах единый по своей минерагенической принадлежности комплекс осадков, который можно объединить термином «продуктивные пески» в плане перспектив россыпной алмазоносности. Эта модель перспективной россыпи может быть принята для планирования детальных поисковых работ и оценки прогнозных ресурсов россыпной алмазоносности поля «Северное» и Устьянского перспективного района в целом.

Таких ярких, отчётливо проявленных и совмещённых в пространстве всех возможных поисковых предпосылок (морфоструктурных, тектонических, геолого-стратиграфических, геофизических, морфометрических, минералогических) и тем более прямых поисковых признаков (присутствия крупных кристаллов алмаза в пробах минимального объёма) в настоящее время нет нигде на Русской платформе, в т.ч. и в промышленно-алмазоносном районе Зимнего Берега. Это позволяет характеризовать шлихо-минералогическую ситуацию и в целом ситуацию алмазо-поисковых работ на Устьянской структуре, как уникальную для всей Европейской России (всей Русской платформы), а перспективы поисковых работ как весьма обнадеживающие.

.В то же время необходимо отметить, что таких сложных условий ведения поисков алмазных месторождений нет больше нигде в Мире! Это:

1. Небольшое (только послеледниковое) время формирования современной речной сети (хотя есть и явная унаследованность речной сети с до-ледникового времени – реки, особенно Устья, глубоко прорезают коренные породы и, вероятно, используют русла доледниковой, частично раннеледниковой речной сети) не позволило сформироваться отчётливым линейным шлиховым ореолам в аллювии и тем более классическим контрастным и компактным россыпным месторождениям алмазов.

2. Отсутствие в районе перекрывающего предполагаемые коренные источники промежуточного коллектора континентального происхождения, в котором могли бы формироваться ореолы МСА ближнего сноса, гораздо более широкие по площади, чем кимберлитовые тела, но имеющие с ними непосредственную (прямую) связь, которую реально установить доступными,

ограниченными объёмами буровых и минералогических работ. Как это в той или иной степени помогает искать трубки на Зимнем Берегу или в в Мало-Ботуобинском и Накынском поле Якутии.

3. Практически полное плащеобразное перекрытие вмещающих коренных пород мощной, сложнопостроенной толщей четвертичных ледниковых отложений разного генезиса (моренных, флювиогляциальных, озёрно-ледниковых и др.) и разных центров оледенения (Скандинавского и Большеземельского), а значит и разного направления перемещения обломочного материала со сложновывяемыми закономерностями расположения (залегания, развития) по площади. Это приводит к резкому ослаблению интенсивности минералогического «сигнала» от коренных пород на поверхности – уровне проведения площадных поисковых работ и неочевидности направления перемещения материала от коренного источника; а также к наличие многочисленных «ложных» геофизических (магнитных) аномалий и др.

4. Существенно глинистый разрез рудовмещающих коренных пород поздней перми, что сильно затрудняет применение поисковых геофизических (прежде всего электроразведочных) методов.

5. Возможная слабая контрастность проявления предполагаемых кимберлитов в геофизических полях ввиду их слабой магнитности (алмазонасные кимберлиты иногда совершенно немагнитны), засорённости ксеногенным материалом, возможного присутствия мощных осадочных кратерных частей на кимберлитовых трубках, которые по определению должны быть относительно молодыми и, значит, вероятно, слабоэродированными.

6. Нельзя также полностью исключить и возможный дайково-жильный характер части проявлений кимберлитового магматизма на этой площади.

Учитывая такую сложность условий проведения поисковых работ, приходится признать, что путь к открытию месторождений алмаза на Устьянской структуре не может быть лёгким - потребуются силы, время, средства и прежде всего – применение новых, самых современных (может быть даже нетрадиционных) геофизических и минералогических методов поисков и интерпретации результатов. Но перспективы алмазонасности Устьянского перспективного района с ожидаемым (прогнозным) кимберлитовым полем «Северное» весьма обнадеживающе высоки.

ВЫВОДЫ

Проведённые прогнозно-поисковые работы являются примером «решения обратной *геологической* задачи» по предварительной пространственной локализации конкретного района плюмовой активности, прогнозированию и оценке перспектив рудоносности одного из таких

районов в средней части Русской платформы.

Устьянский перспективный район характеризуется совмещением в пространстве всех благоприятных региональных и локальных поисковых **предпосылок** (морфоструктурных, тектонических, геолого-стратиграфических, геофизических, морфометрических, минералогических) и поисковых признаков, что может быть обусловлено внедрением мантийного диапира и может сопровождаться алмазоносным кимберлитовым магматизмом.

Содержание минералов-спутников алмаза ближнего сноса (прежде всего пирропа (1206 зёрен), меньше пикроильменита, хромшпинелида, оливина, хромдиоксида) в аллювии района в 3-5 раз выше, чем в алмазоносном районе Зимнего Берега, при этом доля пирропов алмазного парагенезиса группы G10 - около 10%.

В аллювиальных и четвертичных отложениях обнаружены 9 кристаллов алмаза, из них 6 кристаллов (крупные октаэдры и додекаэдрониды размером до 3,8 мм и весом до 52 мг) обнаружены в прогнозном кимберлитовом поле «Северное».

По комплексу морфологических признаков и физических свойств все алмазы Устьянского района занимают совершенно обособленное положение и практически не имеют аналогов среди алмазов известных месторождений и рудопроявлений Архангельска, Финляндии, Урала и Тимана. Это может указывать на поступление изученных кристаллов из нового, ещё не известного кимберлитового коренного источника (или источников). Этот потенциальный новый коренной кимберлитовый источник может обладать повышенной алмазоносностью, высоким качеством и крупностью алмазов. Обнаружение этого нового коренного источника и будет завершением подтверждения прогнозного выделения Устьянского района как района плюмовой активности.

Признаки возможного подобия Архангельской алмазоносной провинции с Якутской алмазоносной провинцией в отношении закономерностей расположения кимберлитов и морфологических особенностей кристаллов алмаза подтверждают высокие перспективы алмазоносности центральных районов Европейской России в целом, и, прежде всего - Устьянского перспективного района с прогнозным полем «Северное».

В то же время вероятное перекрытие алмазоносных трубок терригенными кратерными отложениями и мощными толщами дальнепринесенных ледниковых осадков сильно затрудняет выявление вещественных следов присутствия кимберлитов в современных поверхностных отложениях, доступных для изучения и опробования. Поэтому путь к открытию месторождений алмаза не может быть лёгким. Но перспективы алмазоносности Устьянского перспективного района весьма высоки.

Учитывая сказанное выше, планомерное проведение полного комплекса

геолого-поисковых работ в Устьянском перспективном районе (и в прогнозном кимберлитовом поле «Северное» в частности) не только вполне обоснованно, но и совершенно необходимо для выявления новых коренных месторождений алмаза в центральной части Европейской России.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П.** Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. Новосибирск: Филиал «Гео» Издательства СО РАН, Издательский дом «Манускрипт», 2001. 276 с.
2. **Ананьин И.В.** Связь сейсмичности Русской платформы с современными тектоническими движениями // Современные движения земной коры. М. 1968. № 3.
3. **Верхнепермские и нижнетриасовые отложения Московской синеклизы.** Под ред. Тихомирова С.В. М.: Недра, 1984. 140 с.
4. **Ежов Б.В., Андреев В.Л.** Оруденение в морфоструктурах центрального типа мантийного заложения. М.: Наука, 1989. 126 с.
5. **Игнатъев В.И.** Татарский ярус центральных и восточных областей Русской платформы. Часть 1. Стратиграфия. Казань: Изд-во Казанского университета, 1962. 334 с.
6. **Калинкин М.М., Арзамасцев А.А., Поляков И.В.** Кимберлиты и родственные породы Кольского региона. // Петрология, 1993, Т. 1, N2, с. 205-214.
7. **Карта морфоструктур центрального типа территории СССР м-ба 1:10 000 000.** Под ред. Соловьёва В.В. Л.: ВСЕГЕИ. 1981.
8. **Масайтис В.Л., Труфанов А.И.** Мелалейцититы с берегов реки Сухона (Северо-восток Московской синеклизы). // Региональная геология и металлогения. № 36, 2008а. С. 49-60.
9. **Милашев В.А.** Структуры кимберлитовых полей. Ленинград: Недра, 1979. 184 с.
10. **Милашев В.А.** Трещиноватость, блоковое строение платформенного чехла и локализация диатрем. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997. 145 с.
11. **Пахтусова Н.А.** К стратиграфии верхнепермских отложений севера Русской платформы. // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР. Вып. 5. Ленинград: Недра, 1966. С. 30-86.
12. **Прокопчук Б.И., Фельдман А.А., Францессон Е.В. и др.** Отчет: «Оценка перспектив алмазоносности Восточно-Европейской платформы с целью выделения районов для ведения специализированных и попутных поисков месторождений алмазов». М.: фонды ЦНИГРИ, 1985
13. **Саблуков С.М., Дудар Л.П., Довжикова Е.Г., Фишман М.В.** Фазы формирования и возраст кимберлитовых трубок Среднего Тимана // Труды ЦНИГРИ. Вып. 182. 1983. С. 64-74.
14. **Саблуков С.М.** К вопросу о фазах формирования и возрасте трубок взрыва Онежского полуострова // Докл. АН СССР. 1984. Т.277. № 1. С. 168-170.
15. **Саблуков С.М.** О возрасте трубок взрыва ультраосновных пород // Труды ЦНИГРИ. Вып.218. 1987. С. 24-27.
16. **Саблуков С.М.** (1990) О петрохимических сериях кимберлитовых пород // Доклады АН СССР, Т.313, N 4, с.935-939.
17. **Саблуков С.М.** Вулканизм Зимнего Берега и петрологические критерии алмазоносности кимберлитов: Автореф. дисс. ...канд. геол.-мин. наук. М.: ЦНИГРИ. 1995. 24 с.
18. **Саблуков С.М.** Кладовые алмазов Русского Севера. // Наука в России. 2001. № 1. С. 82-88.

19. **Саблуков С.М., Саблукова Л.И.** Отчёт: «Опережающие прогнозно-рекогносцировочные исследования в пределах Устьянской кольцевой морфоструктуры центрального типа с целью создания шлихо-минералогической основы для проведения крупномасштабных специализированных шлиховых поисков и предварительной подготовки новых поисковых площадей» в 2-х книгах. М.: фонды ООО ИНПК «РУСГЕО». 2001
20. **Саблуков С.М., Белов А.В., Лешуков С.И., Саблукова Л.И., Хачатрян Г.К.** Уникальные алмазы Устьянского потенциально-алмазоносного района (юг Архангельской области) // Материалы Юбилейного съезда Российского минералогического общества «200 лет РМО», СПб, 2017. Т.2.С.149-151.
21. **Саблуков С.М., Ермаков Н.С., Белов А.В., Лешуков С.И., Саблукова Л.И.** Уникальные перспективы алмазоносности Устьянского района в свете новых геологических данных Компании «Архангельские алмазы» // Материалы VIII Международной научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов», М, ЦНИГРИ. 2018 .
22. **Саблуков С.М.** Отчёт: «Результаты ревизионного изучения пород проблематичного происхождения, первоначально диагностированных как «раннемезозойские щелочные ультраосновные магматические породы - мелалейцититы» (река Сухона, дер. Пуртовино, Вологодская область)». М.: фонды ООО ИНПК «РУСГЕО». 2009.
23. **Синицын А.В., Ермолаева Л.А., Станковский А.Ф. и др.** О мезхозойской тектонической и магматической активизации северной части Русской плиты //ДАН СССР. 1986. Т. 286. № 6.
24. **Соболев Н.В.** Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука. 1974. 264 с
25. **Соловьёв В.В.** Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-геоморфологического анализа. Л.: ВСЕГЕИ. 1978. 111 с.
26. **Структура платформенного чехла Европейской части СССР.** Под ред. Дедеева В.А. Л.: Наука, Ленинградское отделение. 1982. 200 с.
27. **Трубки взрыва кимберлит-лампроитовых пород Беларуси и проблема их алмазоносности** / Никитин Е.А., Левый М.Г., Дроздов В.А., Штефан Л.В., Хомич П.З. // Литосфера. 1994. № 1. С. 168-175.
28. **Труфанов А.И., Масайтис В.Л.** Первая находка раннемезозойских щелочных ультраосновных магматических пород на севере Русской плиты. // Региональная геология и металлогения, № 30-31, 2007. С. 57-61.
29. **Фельдман А.А. и др.** Отчёт: «Разработать геолого-геофизические критерии прогнозирования районов и полей кимберлитового магматизма на Русской платформе и обосновать направление геолого-поисковых работ». М.: фонды ЦНИГРИ, 1988.
30. **Щукин В.С., Ефремов И.В., Гриб В.П.** Новые данные о геологическом строении междуречья Северной Двины и Пинеги // Труды ЦНИГРИ. Вып. 188. 1984. С. 33-39.
31. **Dawson J.B., Stephens W.E.** Statistical analysis of garnets from kimberlites and associated xenoliths // J. Geol., 1975. 83. P. 589-607.
32. **Gurney J.J.** A correlation between garnets and diamonds in kimberlites, in Kimberlite occurrence and origin // Edited by J.E. Glover and P.G. Harris: University of Western Australia, Geol. Dept., 1984. Publ. No 8. P. 143-166.
33. **Kaminsky F.V., Khachatryan G.K.** Characteristics of nitrogen and other impurities in diamond, as revealed by infrared absorbtion data. //Canadian Mineralogist. 2001. Vol. 39. P. 1733-1745.

34. **Khachatryan G.K., Kaminsky F.V.** “Equilibrium” and “non-equilibrium” diamond crystals from deposits in the East European platform, as revealed by infrared absorption data // Canadian Mineralogist. 2003. Vol. 41. P. 171-184.
35. **Smart K.A., Cartigny P., Tappe S., O’Brien H., Klemme S.** Lithospheric diamond formation as a consequence of methane-rich volatile flooding: An example from diamondiferous eclogite xenoliths of the Karelian craton (Finland) // Geochimica et Cosmochimica Acta, 206. 2017. P. 312–342.
36. **Smith C.B., Gurney J.J., Skinner E.M.W. et al.** (1985) Geochemical character of Southern African kimberlites. A new approach based on isotopic contents // Trans. Geol. Soc. S. Afr., vol. 88, pp.267-280.
37. **Taylor, Milledge H.J.** Nitrogen aggregation character, thermal history, and stable isotope composition of some xenolith-derived diamonds from Roberts Victor and Finch // 6-th IKC. Russia. Novosibirsk. 1995. Extended Abstracts. P. 620-622

УДК 552.33+550.42

Жидойский массив щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов: геохимические особенности, его источники и рудоносность

Владыкин Н. В., Алымова Н.

*Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, Иркутск,
²-ИНЦ РАН. E-mail: vlad@igc.irk.ru*

Абстракт. В статье рассматривается геологическое положение Жидойского массива, его возраст. Разработана схема магматизма массива. Для подтверждения правильности схемы магматизма приведены графики парных корреляций петрогенных элементов в породах массива, в которых наблюдается единый тренд составов пород. Приводятся графики спектров TR и спайдер диаграммы концентраций редких элементов в породах массива. Рудами на титан являются ранние породы массива – пироксениты. Титан концентрируется в трех минералах: титаномагнетите, ильмените и перовските. Главный тип титановых руд – перовскитовый – известен только в Жидойском массиве. Исходя из геохимии изотопов Sr и Nd, делается вывод о мантийных источниках первичной магмы массива.

The Zhidoy massif of ultrabasic-alkaline rocks and carbonatites: its geochemical features, sources and ore potential.

Vladykin N.V., Alymova N.V.

Institute of Geochemistry SB RAS, ² ИИЦ SB RAS, E-mail: vlad@igc.irk.ru

Abstract. The article describes geological structure of Jidoi massif and its age. The scheme of the massif magmatism has been constructed. Double correlation plots of petrogenic elements of rocks of the massif in which the unified trend of rock structures is observed, are given for verification of correctness of the scheme of magmatism. Spectra of TR and spider diagrams of concentrations of rare elements in rocks of the massif are given. Piroxenites, early rocks of the massif are ores on titanium. Titanium concentrates in three minerals: titanomagnetite, ilmenite and perovskite. The main type of titanium ores is perovskitic type, it is known only in Jidoi massif. Mantle sources of primary magma of the massif is concluded on the basis of geochemistry of isotopes of Sr and Nd.

ВВЕДЕНИЕ

Титан – стратегический элемент, необходимый промышленности. Его концентрат раньше поставляли в Россию из россыпей Украины, и теперь имеется большой дефицит этого сырья. В России его месторождения представлены титаномагнетитом, извлечение титана из которых затруднительно. В Иркутской области в последние годы открыты месторождения титана на Мурунском массиве [4], где они представлены кварцевыми зонами с чистым TiO_2 – брукитом, анатазом и рутилом, и титановое месторождение в Жидойском массиве, представленное пироксенитами с перовскитом, ильменитом и титаномагнетитом. Мурунский массив находится в труднодоступном районе Иркутской области, а Жидойский массив – в 80 км от Иркутска, возле пос. Тальяны (в 20 км отг. Ангарска) [2]. На Жидойском массиве в настоящее время проводятся геологические работы по подсчету запасов месторождения фирмой ООО «Тиамин Ресурс Байкал». Руды Жидойского массива – это магматические пироксениты главной фазы, занимающие 95 % площади массива и выходящие на поверхность. Кроме пироксенитов на массиве имеются жильные тела ийолитов, щелочных и нефелиновых сиенитов и карбонатитов. В настоящее время при проведении бурения обнаружено тело карбонатита мощностью 60 м, на одном из участков которого имеется редкометалльная циркон-пироксеновая минерализация, как в Белозиминском карбонатитовом месторождении, к провинции которой и относится Жидойский массив. Поэтому карбонатиты тоже могут представлять промышленный интерес как источники редких элементов. По неизвестной причине в публикации [3] Жидойский массив стали называть Задойским. Это приводит к большой путанице, так как в Присаянье есть и ультраосновной Задойский массив. Поэтому массиву необходимо вернуть старое название – Жидойский.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЖИДОЙСКОГО МАССИВА.

Жидойский массив находится в 80 км к востоку от Иркутска, на ручье Нефелиновым, при его впадении в р. Большой Жидой [2,5]. Жидойский массив занимает площадь 0,85 км² и имеет подковообразную форму с длиной по центру интрузии 2 км при ширине 600 м. По геофизическим данным породы массива продолжаются до р. Большой Жидой. Нами разработана новая схема строения Жидойского массива [1], представленная на рис.1

Массив расположен в раннедокембрийском Шарыжалгайском блоке Присаянского выступа фундамента Сибирской платформы. Он прорывает биотит-роговообманковые гнейсы. В северной части массива в экзоконтактовой части образуются фениты, вскрытые скважиной, пробуренной в приконтактовых вмещающих породах.

Массив щелочно-ультраосновной карбонатитовой формации и сложен на 90

% рудными пироксенитами с различными содержаниями титаномагнетита, ильменита и перовскита. Считается [3, 2], что в массиве четыре фазы внедрения – пироксениты, ийолиты, сиениты и кальцитовые карбонатиты, однако три последние разновидности пород образуют небольшие по мощности дайки, и их можно считать дайками дополнительных интрузий. На массиве имеется четыре разновидности пироксенитов, с различными формами Ti-руды, постепенно сменяющие друг друга. Это: 1-пироксениты с титаномагнетитом (распавшемся на магнетит и ильменит), без перовскита; 2-пироксениты с титаномагнетитом (распавшемся на магнетит и ильменит) и отдельными выделениями ильменита; 3-пироксениты с титаномагнетитом, ильменитом и обогащенные перовскитом до 7 %; 4-пироксениты сфенсодержащие с небольшим количеством титаномагнетита и без перовскита (не рудные). Пироксениты мелкозернистые, что указывает на гипабиссальное положение массива. Кроме пироксена местами до 5% пироксениты содержат биотит.

Дайки щелочных и нефелиновых сиенитов секут пироксениты и расположены в разных частях массива и (по керну скважин №10 и №11) на

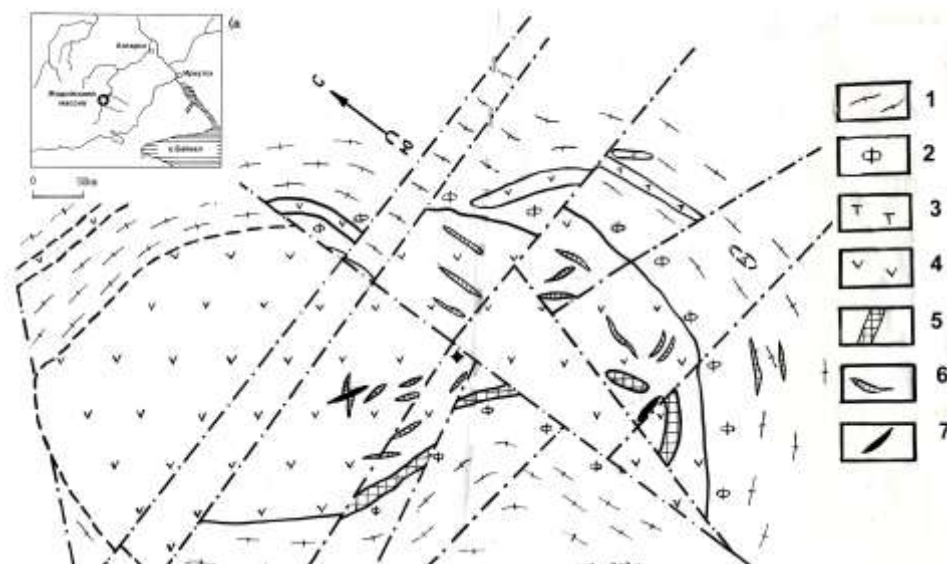


Рис. 1. Новая схема строения Жидовского массива.

Усл. обозначения: 1- вмещающие породы, 2- фениты, 3- дайка лампрофиров, 4- пироксениты, 5- тела ийолитов, 6- дайки сиенитов, 7- дайки карбонатитов. разной глубине. Мощность даек 1-2 м и протяженность до 500 м. Они сложены микроклином, нефелином с небольшим количеством пироксена и биотита. Из аксессуарных минералов обнаружены сфен (титанит), апатит, циркон и магнетит.

Дайки карбонатитов обнаружены в двух местах – в центре массива карбонатит (мощностью 20 см) сечет дайку сиенита (мощностью 1 м), которая в свою очередь сечет пироксенит и в южной, приконтактной части, где карбонатиты секут жильное тело ийолита. Тут мощность карбонатита

Химический состав пород Жидойского массива Таблица 1

№ скв/м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
ПИРОКСЕНИТЫ										
"1-145"	26,97	8,6	3,37	16,26	0,17	8,95	20,26	0,9	0,86	3,73
"11/72"	27,36	9,04	4,78	15,86	0,19	5,88	16,28	0,9	1,76	2,32
"11/285"	28,99	6,54	7,06	16,01	0,17	9,49	14,95	1,1	2,77	3,38
"11/80"	27,57	8,49	5,42	17,79	0,18	8,61	16,01	0,8	2,04	3,09
"10/35а"	22,02	11,59	1,88	37,96	0,29	6,77	10,28	0,4	0,28	1,05
"11/270"	35,78	5,33	7,94	17,86	0,3	5,66	13,31	2,2	1,48	1,56
"11/228"	30,01	7,6	3,75	21,89	0,25	5,69	15,58	1	0,78	2,48
"10/300"	31,66	5,51	9,89	15,62	0,27	5,12	15,41	3,3	2,24	1,86
"11/559"	37,92	5,39	9,89	14,02	0,3	3,29	12,83	2,2	2,8	1,15
"11/698"	28,9	3,88	7,79	15,07	0,37	7,19	17,94	1,8	0,72	1,61
"10/350"	30,84	5,63	8,89	16,32	0,29	4,38	15,92	3,3	1,3	2,05
"10/417v"	31,97	4,89	6,61	13,44	0,24	5,7	19,4	2,2	0,16	2,12
"10/126а"	36,44	2,25	21,32	10,32	0,22	2,4	10,21	12	3,89	0,28
"10/630"	35,75	3,55	14,47	12,25	0,23	4,26	16,04	6,2	0,11	1,08
"10/870"	18,23	8,1	0,85	28,81	0,25	6,71	20,92	0,4	0,08	8,45
"10/417г"	31,97	6,56	2,45	15,83	0,3	6,19	20,28	0,7	0,03	1,81
"10/756"	33,28	4,05	6,29	17,61	0,25	9,19	14,31	1,3	1,15	0,83
"10/520"	31,89	5,93	1,93	20,65	0,2	11,6	19,24	0,7	0,2	2,59
"10/128"	28,89	7,54	4,22	15,94	0,19	11,7	18,04	0,8	1,58	3,46
"10/950"	30,86	6,56	2,64	17,81	0,18	11,3	20,04	0,6	0,28	3,79
"11/87"	26,53	11,96	0,56	16,97	0,23	4,98	16,91	0,7	0,14	3,17
"10/35"	26,72	9,4	1,83	16,89	0,15	8,24	21,14	0,4	0,16	3,87
"10/114"	28,31	8,22	3,81	17,73	0,22	10,5	18,86	0,8	1,36	3,56
"11/200"	28,89	8,57	3,53	18,63	0,2	7,02	16,83	1	0,58	2,97
"11/240"	30,76	7,3	5,47	17,99	0,2	7,67	14,69	1,2	1,66	2,7
"316/7"	39,02	4,22	9,48	10,04	0,42	3,86	15,9	2,5	0,72	0,99
"10/420"	33,73	5,64	4,02	13,09	0,27	6,8	21,6	1,5	0,1	2,29
"10/550"	32,07	2,36	12,51	7,78	0,14	10	25,75	0,8	0,33	6,61
"10/730"	36	3,81	6,94	17,88	0,25	10,3	14,89	1,8	0,91	1,05
"328"	29,85	11,21	4,72	18,38	0,23	9,64	22,54	0,8	0,04	2,33
"330"	36,38	0,45	0,28	52	0,16	4,57	4,72	2,5	0,16	0,29
"334"	33,53	5,87	4,19	21,18	0,22	10,9	20,29	0,9	0,24	2,77
"335"	34,01	5,63	4,12	21,01	0,22	11,1	20,3	0,9	0,18	2,57
"315/10"	45,4	0,84	7,45	12,81	0,18	23,6	6,31	1	0,71	0,27
"10/450"	33,46	5,54	4,46	21,45	0,23	10,6	20,01	1	0,36	2,88
"10/733"	39,66	3,68	4,86	19,89	0,29	9,88	18,79	1,3	0,37	1,05
ИЙОЛИТЫ										
"10/375"	43,48	1,98	10,67	14,26	0,32	8,78	14,03	3,2	1,36	0,66
"315/22"	43,39	4,65	13,5	13,97	0,31	4,34	11,12	3,8	2,28	1
"331"	43,6	3,76	14,24	12,18	0,38	3,13	10,77	4,9	3,51	0,59
"11/460"	41,15	3,38	9,02	17,69	0,38	4,72	11,98	2,7	3,02	1,51
"326"	38,79	3,12	15,15	13,08	0,27	4,16	12,17	7,6	2,87	1,13
"315/11"	48,95	1,33	12,81	14,35	0,19	10,9	8	2,2	0,89	0,5
"315/17"	48,03	0,15	27,72	2,81	0,04	2,6	12,69	2,1	3,65	0,02
"10/126"	39	3,13	18,24	10,92	0,21	2,27	10,05	10	0,72	0,38
"10/417b"	38,28	2,97	17,97	11,29	0,19	3,01	11,8	4,6	2,38	0,84
"11/496а"	45,21	3,91	13,12	13,25	0,39	2,68	10,98	4,8	1,95	0,72

Продолжение таблицы 1

"11/407"	47,48	0,39	13,79	2,89	0,02	0,9	9,37	4,5	5	0,11
СИЕНИТЫ										
"10/325"	53,45	0,91	15,43	7,82	0,12	5,68	5,74	4,3	3,01	0,31
"11/405"	52,72	0,98	15,18	6,05	0,07	2,32	5,76	5,3	4,89	0,34
"11/513"	51,52	2,23	13,48	11,82	0,14	3,98	6,9	4,5	3,19	0,13
"11/700"	51,48	1,19	14,3	9,71	0,14	6,64	6,65	3,7	2,9	0,41
"11/390"	52,97	1,44	15,4	9,28	0,18	3,73	3,77	6,2	2,88	0,56
"11/525"	53	0,58	17,4	6,76	0,16	2,24	4,39	3,7	8,2	0,22
"11/532"	54,04	0,26	23,45	3,49	0,09	0,16	1,19	7,6	6,91	0,08
"11/330"	54,84	0,73	16,54	6,3	0,07	2,39	4,67	6,4	3,37	0,24
"11/539"	57,07	0,71	18,5	4,54	0,12	1,18	3,37	5,5	6,12	0,09
"11/580"	59,77	0,22	16,87	4,72	0,03	1,28	2,9	4,3	8,29	0,01
"10/600"	54,06	0,33	19,13	3,75	0,1	0,79	3,26	11	1,03	0,37
"11/435"	50,6	1,08	12,9	12,69	0,19	6,46	8,45	4,5	1,84	0,1
"11/539"	57,58	0,7	18,59	4,3	0,11	0,8	3,14	6	5,99	0,09
"11/532"	53,34	0,26	22,97	3,58	0,08	0,56	1,36	7,9	6,81	0,07
"10/163"	49,23	0,36	22,85	5,94	0,14	0,85	3,2	9,7	0,43	0,12
"10/164"	53,21	0,21	19,64	5,79	0,15	1,12	3,7	11	1,23	0,1
"10/36"	48,31	0,38	22,55	5,42	0,1	0,53	1,36	11	3,57	0,1
"10/36а"	50,66	0,66	19,84	4,07	0,09	0,93	4,28	6,1	6,32	0,11
"10/185"	49,9	0,75	18,6	4,92	0,13	1,23	5,27	8,9	2,97	0,5
"315/4"	53,03	1,46	17,81	6,19	0,13	2,15	6	2	8,22	0,18
"315/18"	51,26	0,25	23,28	4,64	0,07	3,52	10,71	2,6	2,36	0,04
"315/20"	55,93	2,71	15,1	14,83	0,22	3,49	7,94	4	0,05	0,94
"317/9"	55,54	0,9	18,81	5,56	0,16	0,59	3,02	6,6	6,64	0,13
"329"	53,36	0,53	22,52	5,29	0,08	0,3	1,28	7,1	7,69	0,03
"332"	55,89	0,22	20,86	4,16	0,09	0,22	1,16	7,8	7,07	0,03
"315/2"	50,22	1,7	18,45	6,77	0,21	1,42	4,74	5,5	5,09	0,24
"316/4"	57,1	0,1	23,24	3,02	0,13	0,29	1,32	5,8	7,32	0,03
"16/175"	52,58	0,22	20,04	2,84	0,12	0,69	3,95	12	1,27	0,27
"317/8"	63,12	0,23	17,88	2,61	0,07	0,62	2,24	5,6	6,84	0,05
"317/17"	55,23	0,84	18,93	5,54	0,13	0,68	6,5	4,1	5,41	0,14
ФЕНИТЫ										
«336»	53,64	1,37	15,47	10,09	0,13	4,63	7,11	3,4	2,48	0,59

Примечание: Данные анализа РФА, ИГХ СО РАН, 2018 г, железо общее в виде Fe₂O₃.

2 м. Падение его контакта почти вертикально. Недалеко от этого места пробуренная скважина вошла в тело карбонатита мощностью 60 м. Возможно, она пробурена по падению дайкового тела карбонатита. Карбонатиты кальцитовые, содержат небольшое количество биотита, пироксена и апатита. В пробуренном теле карбонатита имеется участок с циркон-пироксеновой минерализацией, а в нижней части дайки карбонатит переходит в силикатно-карбонатную породу, содержащую до 50% альбита.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД МАССИВА

Химический состав пород Жидойского массива представлен в табл.1

Диаграмма парных корреляций породообразующих элементов в породах массива приведена на рис.2

Наблюдается общий тренд составов породообразующих элементов во всех породах Жидойского массива, что свидетельствует об их гомогенности. Среди пироксенитов по присутствию рудоносного минерала нами выделено 4 фации – содержащие титаномагнетит, содержащие ильменит и перовскит и сфеновые разновидности. Последняя разновидность приурочена к северному контакту массива. Пироксениты сложены авгитом, из второстепенных минералов присутствует титаномагнетит, слюда и реже кальцит. Из аксессуарных минералов отмечены сфен, ильменит, перовскит, апатит. В пегматоидных разновидностях количество перовскита аномально увеличивается и он представляет промышленный интерес [1].

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ЖИДОЙСКОГО МАССИВА

Проведены исследования концентраций редких элементов в породах массива методом ICP-MS (ИГХ СО РАН, аналитик А. Ю. Митрофанова), которые представлены в табл. 2. Спектры редкоземельных элементов приведены на рис. 3.

Как видно из диаграммы, спектры редкоземельных элементов для пород массива идентичны, что также свидетельствует об их генетической связи. Наивысшие концентрации их наблюдаются в перовскитовых пироксенитах и наименьшие в сиенитах. В сиенитах, начиная с гольмия, наблюдается возрастание концентраций тяжелых лантаноидов.

Фракционирование европия почти не наблюдается.

Спайдердиаграммы приведены на рис. 4. Поведение редких элементов в пироксенитах и ийолитах имеет сходство. У них наблюдаются отрицательные аномалии свинца, стронция и циркония с гафнием и довольно пологие кривые редкоземельных элементов. В сиенитах отмечены другие тенденции – резкие положительные аномалии стронция, свинца и циркония с гафнием, что связано с процессом дифференциации и накоплением этих элементов в поздних породах – сиенитах. Распределение редких элементов в фенитах отличается от их распределения в магматических породах.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ЖИДОЙСКОГО МАССИВА

Составы минералов по данным микрозондового анализа приведены в таблице 2. В нефелиновых сиенитах встречается как нефелин, так и канкрениит. Пироксен в них авгитового состава. Для щелочных сиенитов характерен микроклин- пертит, альбит и пироксен эгирин-авгитового состава. В ийолитах пироксен титан-авгитового состава, слюда –

магнезиальный биотит, титанистый гранат-меланит, апатит и сфен содержат примесь железа. В пироксенитах сфен с примесью кремния, а перовскит без примесей.

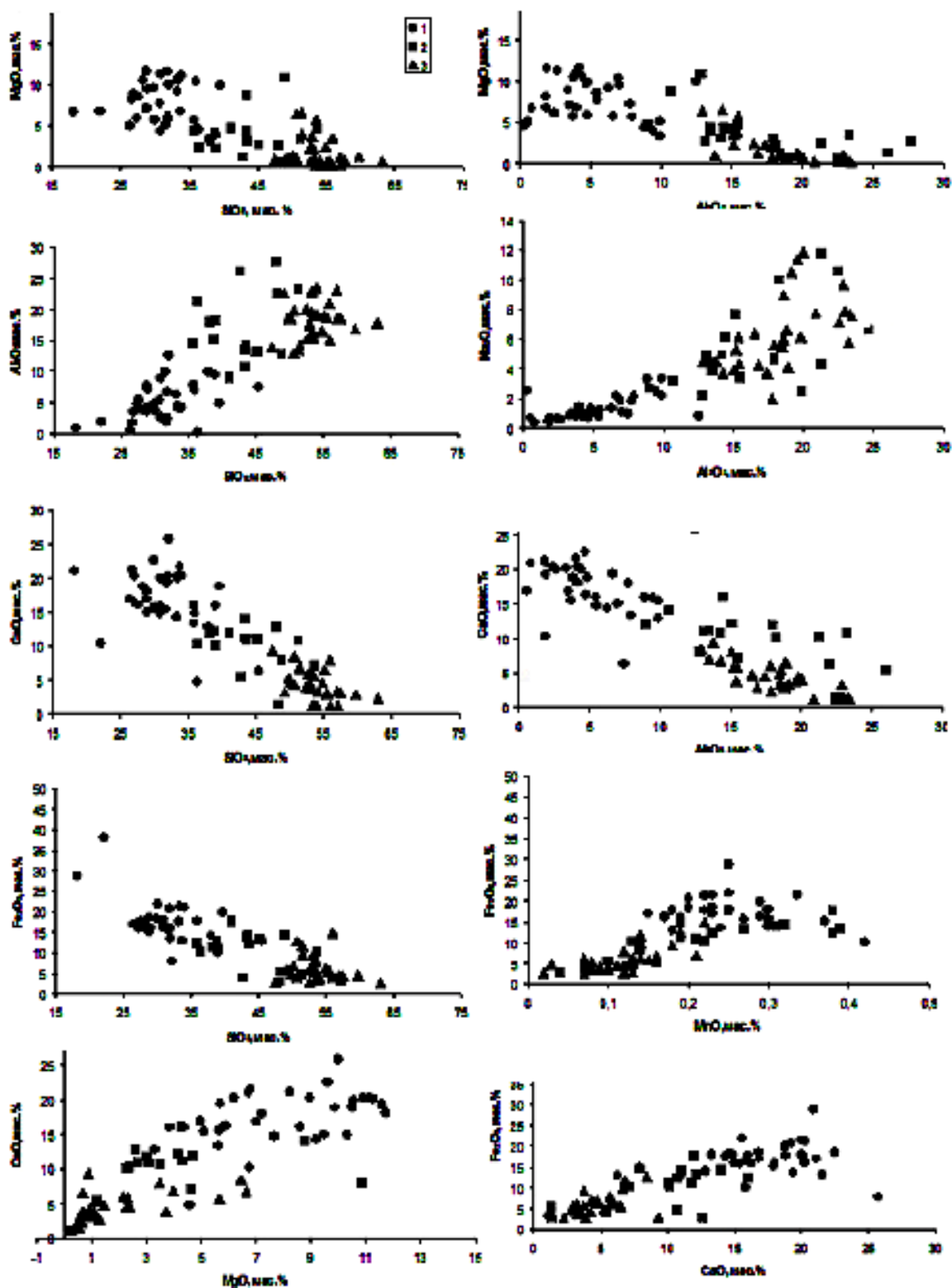


Рис.2 Парные корреляции породообразующих элементов в породах массива: 1- пироксениты, 2- иjolиты и 3- сиениты

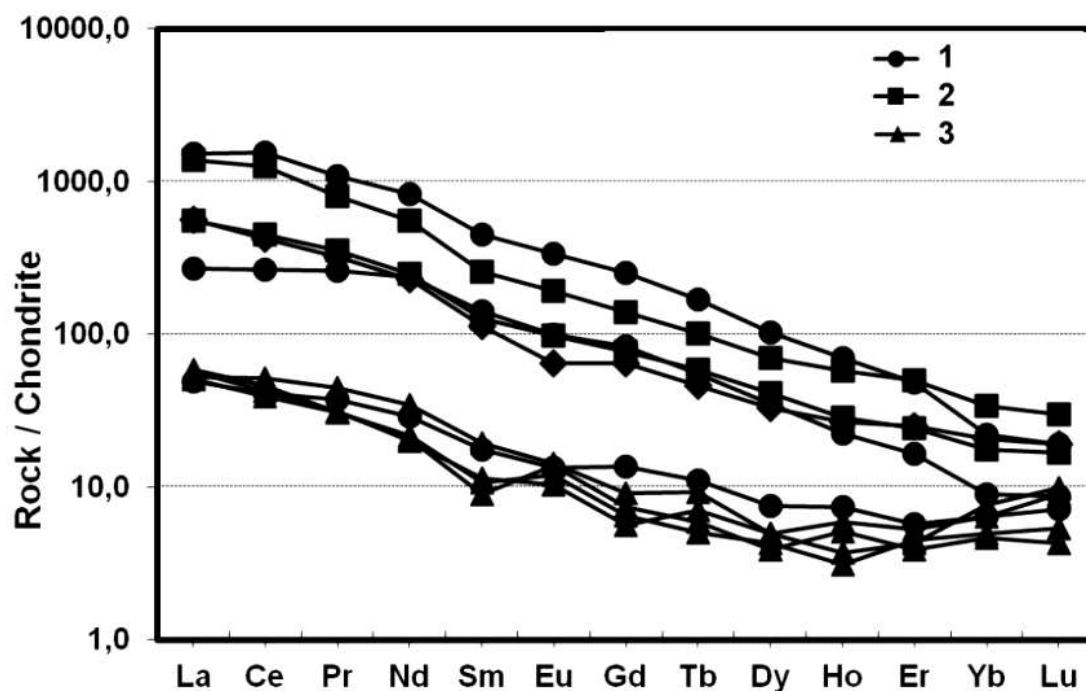


Рис. 3 Спектры редкоземельных элементов в породах Жидойского массива.

Условные обозначения: 1 – пироксениты, 2 – ийолиты, 3 – сиениты

Таблица 2.

Содержания редких элементов в породах Жидойского массива

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
V	434.7	654.0	186.9	68.27	323.0	66.43	103.3	446.5	189.2
Cr	6.78	1	1	43.79	4.47	2.84	1.94	64.39	139.9
Co	37.72	47.17	4.12	13.94	15.20	3.77	2.36	87.02	33.45
Ni	8.47	14.28	5.56	24.95	9.08	3.57	2.53	42.22	33.09
Cu	84.32	94.14	11.88	21.95	20.02	7.94	6.55	216.0	28.71
Zn	170.2	297.5	62.04	74.57	218.1	63.64	54.02	205.4	111.0
Ga	30.56	27.19	43.11	9.55	34.61	44.88	38.60	20.58	25.00
Ge	1.64	2.93	0.72	4.56	2.27	0.84	0.89	1.98	1.83
Rb	27.84	1.92	98.93	3.00	56.41	91.60	105.3	4.78	75.68
Sr	1438	979	1909	100	3841	1865	1202	628	1601
Y	44.24	78.42	6.19	12.80	80.62	5.68	5.85	31.44	42.04
Zr	913.4	606.3	268.2	3.08	1954.5	475	680.7	342.5	376.0
Nb	271.89	349.58	66.60	8.38	446.7	52.07	82.16	17.55	21.24
Sn	5.32	10.20	1.81	1.55	8.69	1.09	2.37	4.71	2.80
Cs	0.43	0.74	1.24	0.82	0.53	1.77	1.96	1.06	0.59
Ba	244	57.25	3265	94.96	3224	1660	725	81.58	1850
La	130.2	360.5	11.98	11.69	326.6	13.85	12.36	63.58	134.1
Ce	276.80	943.5	23.94	25.10	764.5	28.08	31.61	163.4	257.6
Pr	32.57	100.3	2.84	3.48	74.81	2.87	4.14	24.15	29.79

Продолжение таблицы 2

Nd	113.3	377.9	9.52	13.21	254.0	9.85	15.83	108.2	105.5
Sm	18.77	66.08	1.34	2.62	37.75	1.58	2.85	20.94	16.86
Eu	5.51	19.00	0.78	0.76	10.76	0.68	0.81	5.57	3.66
Gd	15.24	50.53	1.48	2.73	27.87	1.30	1.81	16.58	12.95
Tb	2.13	6.13	0.21	0.40	3.64	0.18	0.34	1.98	1.66
Dy	10.10	25.46	0.96	1.86	17.31	1.05	1.23	8.60	8.12
Ho	1.55	3.80	0.28	0.40	3.15	0.17	0.20	1.22	1.47
Er	3.87	7.77	0.62	0.91	8.04	0.73	0.69	2.64	4.04
Tm	0.45	0.79	0.12	0.16	0.98	0.11	0.14	0.30	0.59
Yb	2.64	3.59	0.69	1.08	5.80	0.81	1.19	1.77	3.58
Lu	0.41	0.47	0.11	0.18	0.74	0.13	0.24	0.22	0.47
Hf	16.39	19.68	3.69	0.21	29.44	6.54	11.20	10.83	7.00
Ta	8.12	39.34	1.06	0.30	20.33	0.46	1.36	1.77	1.09
W	0.56	2.37	0.17	0.94	8.00	1.64	0.69	0.24	1.41
Tl	0.02	0.03	0.08	0.05	0.01	0.07	0.17	0.04	0.08
Pb	6.15	13.87	3.37	0.78	8.97	10.78	3.95	0.73	22.86
Th	9.49	25.33	2.91	0.39	19.54	10.92	4.95	1.87	16.06
U	1.69	8.16	0.97	0.14	3.47	1.85	1.31	0.31	1.69

Пробы проанализированы методом ICP-MS связанной плазмы, ЦКП
Института геохимии СО РАН, аналитик Миторфанова А.Ю. 2018 год

Таблица 3

Химический состав минералов Жидойского массива (в с.%)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	42,9	46	43,17	41,07	64,14	66,22	53,68	50,38	43,23	35,26	38,39	2,89	3,17	31,47	0
TiO ₂	0,17	0	0	0	0	0	0	0	5,25	3,25	6,68	0	0	35,24	58,25
Al ₂ O ₃	33	34,5	32,92	31,47	18,71	21,63	2,53	2,15	7,03	13,64	0	0	0,52	1,47	0
Fe ₂ O ₃	0,85	0	0	0	0	0	0	27,43	0	0	10,29	0	2,88	3,07	0
FeO	0	0	0	0	0	0	13,39	0	12,72	25,61	0	0	0	0	0
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0,91	0	0	0	0	0	9,41	2,51	0	10,76	10,78	0	0	0	0
CaO	0,24	0	2,99	8,41	0,55	0	19,5	8,74	29,56	0	33,87	54,12	53,54	28,74	41,75
Na ₂ O	14,9	13,1	17,92	15,45	2,62	12,16	0	8,8	0,8	0	0	0	0,13	0	0
K ₂ O	7,06	6,41	0	0	13,98	0	0	0	0	8,63	0	0	0	0	0
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL	100	100	97	96,4	100	100	98,51	100	98,59	97,15	100	100	60,24	99,99	100

Примечание: 1-2 нефелин, 3-4 канкренин, 5-микроклин, 6-альбит, 7-авгит, 8-эгириин-авгит, 9-титанавгит, 10- биотит, 11-гранат- меланит, 12-13 апатит, 14-сфен, 15- перовскит

Минералы из: нефелиновых сиенитов-1,2,3,4,7, щелочных сиенитов-5, 6, 8, ийолитов-9, 10, 11, 13, 14, пироксенитов-12, 15. Микронзондовый анализ. Шинши университет, Япония 2018 г

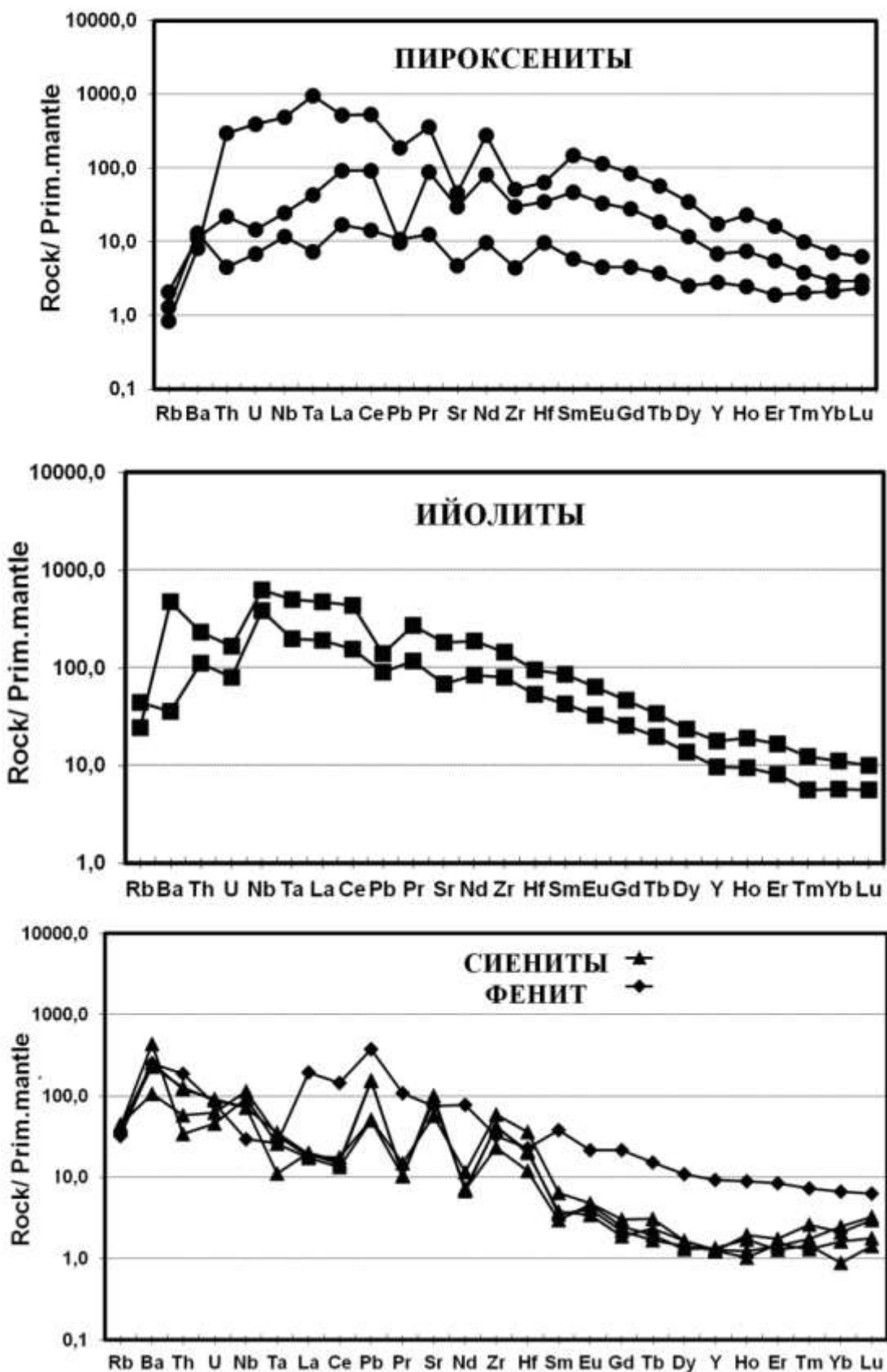


Рис.4 Спайдердиаграммы пород Жидойского массива

Таблица 4

Редкоземельные элементы и иттрий (в ppm) в сфенах и апатитах

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	329	326	331	333	328	334	335	326а	328а	336
Y	210	370	760	520	640	210	240	430	230	1200
La	510	620	2000	860	4000	640	810	1800	520	3000
Ce	1000	1400	4000	2200	8400	1300	1600	3600	800	6900
Nd	540	800	2000	1100	4100	910	1000	1300	360	3800
Sm	120	140	590	330	790	300	240	340	77	890
Eu	50	31	42	90	200	64	40	120	20	140
Gd	100	100	380	100	900	150	130	140	90	600
Dy	70	96	230	220	210	90	100	150	70	370
Ho	1	2	10	10	20	14	16	24	13	90
Yb	24	36	83	57	34	14	11	25	8	100
Lu	24	36	83	57	34	14	11	25	8	100

Примечание: 1-5 сфены, 6-10 апатиты

Минералы из пород: 1,4 - сиенитов, 2,3,8 - ийолитов, 5,6,7,9 –пироксенитов, 10-фенитов

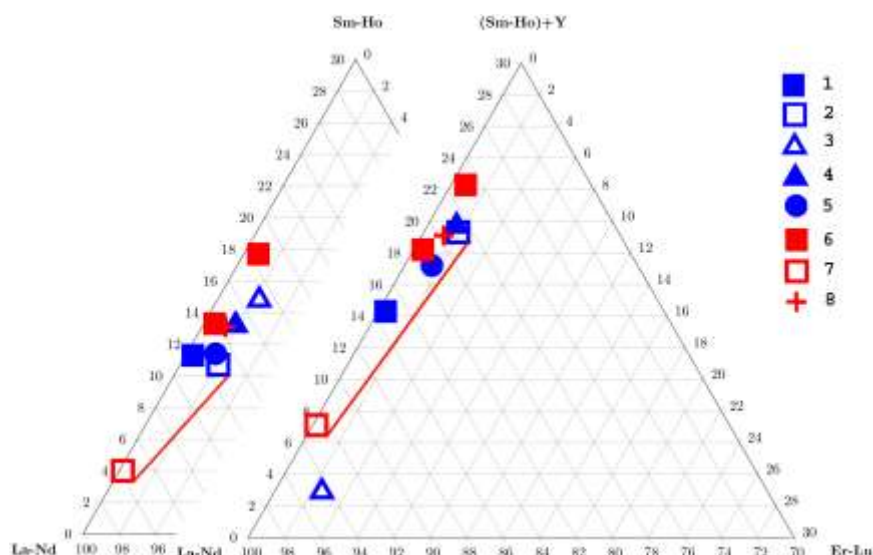


Рис.5 Соотношения групп редкоземельных элементов и иттрия в минералах Жидойского массива.

Условные обозначения: синие сфены из пород- 1-пироксениты. 2-биотитовые пироксениты, 3-щелочные сиениты, 4-нефелиновые сиениты, 5-пегматиты нефелиновых сиенитов. Красные апатиты – 6-пироксениты, 7 биотитовые пироксениты, 8-фениты.

В таблице 4 приведены концентрации иттрия и редкоземельных элементов в сфенах и апатитах (по данным атомно-эмиссионного анализа). Наиболее высокие концентрации редкоземельных элементов отмечаются в

сфенах из пироксенитов, притом в них эти концентрации выше, чем в апатитах, а в ийолитах обратная картина. В апатитах из фенитов отмечены самые высокие содержания редкоземельных элементов.

Соотношения групп редкоземельных элементов и иттрия в минералах Жидойского массива в сфенах и апатитах приведены на рис.5. Красной линией соединены парагенные сфены и апатиты из пироксенитов.

ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Определения изотопов C, O, Nd и Sr в карбонатитах Жидойского массива проведено в лаборатории Шинши Университета, Япония [6]. Они представлены в таблице 5 и 6.

Таблица 5

Значения изотопов кислорода и углерода в карбонатитах массива.

№ п/п	Mineral	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
1	calcite	-5,8	7,2
2	calcite	-5,6	7,5
3	calcite	-5,5	7,1
4	calcite	-5,2	7,5
5	dolomite	-4,9	7,3

Соотношений изотопов кислорода и углерода представлены на графике (рис.5-Б). Значения этих изотопов в карбонатитах Жидойского массива попадают в мантийный квадрат, что свидетельствует о мантийном происхождении первичной магмы Жидойского массива.

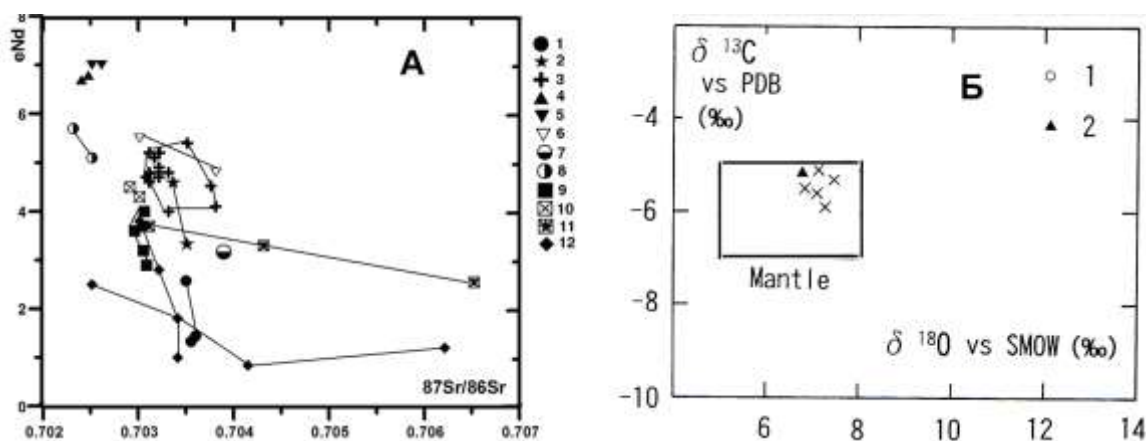


Рис. 5. А- Изотопы Sr-Nd в карбонатитах обрамления Сибирской платформы [7],

Массивы: 1 - Чадобец, 2 - Ессей, 3 - Гули, 4 – Ингили, 5 – Арбарастах, 6 – Горное Озеро, 7– Кийский, 8 – Татарский, 9 – Белая Зима, 10 – Средняя Зима, 11 – Тагна, 12 – Жидой, Б- Изотопы кислорода и углерода в породах Жидойского массива. 1- карбонатиты, 2- ийолиты.

На диаграмме 5-А нанесены данные по соотношениям эpsilon Nd и отношения изотопов стронция в карбонатитах обрамления Сибирской платформы на возраст 650 млн. лет. Карбонатиты Жидойского массива по этим значениям располагаются ближе всего к карбонатитам Саянской группа (Белая, средняя Зима и Тагна), к формации которых они и относятся [1]. Значения изотопов для всех карбонатитов обрамления Сибирской платформы попадают в область деплетированной мантии, что можно объяснить субдукцией под платформу деплетированных океанических базальтов. Изотопные данные подтверждают мантийный источник для первичной щелочно-ультраосновной магмы Жидойского массива, конечным дифференциатом которой являются карбонатиты.

Таблица 6

Значения изотопов Sr и Nd в породах Жидойского массива.

№№	Rb (ppm)	Sr (ppm)	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd	eNd
1	0,67	768,04	0,00251	0,702489	0,107504	0,512436	2,8
2	33,61	1237,86	0,078525	0,704144	0,091018	0,512271	0,9
3	105,36	881,52	0,345757	0,706185	0,100649	0,512341	1,5
4	1,03	6050,42	0,000491	0,703351	0,082711	0,512263	1,4
5	1,79	4658,95	0,001109	0,703389	0,081792	0,512304	2,2
6	1,08	5908		0,70332		0,51206	3,8
7	1,34	5437		0,70317		0,51201	2,8

ВЫВОДЫ

1. Выделено три разновидности рудных пироксенитов – с титаномагнетитовой, ильменитовой и перовскитовой рудой.
2. На петрохимических диаграммах наблюдается единый тренд составной породообразующих элементов, свидетельствующий о гомодромности пород и их кристаллизации из единой первичной магмы.
3. Геохимические данные так же подтверждают генетическое родство пород Жидойского массива.
4. Исходя из изотопных данных определен мантийный источник – деплетированная мантия для первичной магмы Жидойского массива.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту IX. 129.1.4. и при финансовой поддержке РФФИ (грант 18-05-00073, 19-05-00388 А), Интеграционного проекта ИИЦ СО РАН, блок 1.4

ЛИТЕРАТУРА

1. Владыкин Н.В., Алымова Н.В., Дмитриев Р.П., Бобров В.А. Новый тип титановых руд в Жидойском массиве щелочных пород и карбонатитов (Иркутская область) // Актуальные проблемы науки Прибайкалья. Выпуск 2 / Отв. ред. И. В.

- Бычков, А. Л. Казаков. – Иркутск: Издательство Института географии им. В. Б. Сочавы СО РАН, 2017. – С. 67-72.
2. **Конев А. А.** Жидойский щелочно-ультраосновной плутон. – М.: Наука, 1970. – 84 с.
 3. **Рассказов С. В., Ильясова А. М., Конев А. А и др.** //Геохимическая эволюция Задойского щелочно- ультраосновного массива Присяянья // Геохимия. – 2007. – № 1. – С. 3–18.
 4. **Borovikov. A.A, , Vladykin N.V., Tretiakova I.G., , Dokuchits E. Yu.** Physicochemical conditions of formation of hydrothermal titanium mineralization on the Murunskiy alkaline massif, western Aldan (Russia)// *Ore Geology Reviews* 95 (2018) 1066–1075
 5. **Dokuchits E.Yu¹, Alymova N.V., Vladykin N.V.** THE ZHIDOY MASSIF OF ALKALINE ROCKS AND CARBONATITES AND ITS ORE POTENCIAL (IRKUTSK REGION) //Magmatism of Earth and related strategic metal deposits. Proseeding of International Conference, Saint Peterburg, 23-26 nay 2019, p.74-76
 6. **Morikiyo T., Takano K., Miyazaki T. et al.** Sr, Nd, C and O isotopic compositions of carbona- tite and peralkaline silicate rocks from the Zhidoy complex, Russia // *J. Mineralogical and Petrological Sciences.* – 2000. – V. 95. – P. 162–172.
 7. **Vladykin N. V., Morikiyo T. , Miyazaki T.** Sr and Nd isotopes geochemistry of alkaline and car- bonatite complexes of Siberia and Mongolia and some geodynamic consequences // *Problems of sources of deep magmatism and plumes.* – Irkutsk, 2005. – V. 1. – P. 19–37.

Геохимия, минералогия и рудоносность редкометалльного щелочно-гранитного магматизма Восточно-Саянской зоны (на примере Зашихинского месторождения)

Алымова Н.В. Владыкин Н.В., Докучиц Э.Ю.

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
Иркутский научный центр СО РАН*

Абстракт. Зашихинский массив (Иркутская область) приурочен к позднепалеозойской Восточно-Саянской зоне редкометалльного щелочно-гранитного магматизма. Выделены три фациальные разновидности пород массива по степени дифференцированности и рудоносности. Самые ранние амфиболсодержащие микроклин-альбитовые граниты сменяются лейкократовыми кварц-альбитовыми, переходящими в существенно альбитовые разновидности. Альбититы являются самыми редкометалльными породами месторождения, содержания REE свыше 10000 мкг/г и местами достигают 15440 мкг/г. На графиках парных корреляций породообразующих и редких элементов четкие тренды составов могут свидетельствовать о происхождении всех фациальных разновидностей пород массива из единой первичной магмы в процессе ее дифференциации, от ранних фаций к поздним. Спектры редкоземельных элементов всех фаций щелочных пород однотипны и отличаются только их общими содержаниями. Спайдердиаграммы пород также близки и различаются только небольшими вариациями размеров аномалий. Полученные геологические, петрографические и геохимические данные свидетельствуют о едином магматическом генезисе редкометалльных гранитов и альбититов. Главными минералами-концентраторами редких элементов в породах и рудах являются колумбит-танталит, стрюверит-ильменорутит, циркон и ксенотим. В гранитах массива нами не зафиксировано метасоматической зональности и замещения одних минералов другими, характерных для пород метасоматического происхождения.

Geochemistry, mineralogy and ore potential of rare-metal alkaline-granite magmatism of East-Sayan area (using as an example of the Zashikhinsky deposit)

Alymova N.V., Vladykin N.V., Dokuchits E.Yu.

*Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS
Irkutsk scientific center SB RAS*

Abstract. The Zashikhinsky massif (Irkutsk region) coincides with late-Paleozoic East-Sayan area of rare-metal alkaline-granite magmatism. Three facial varieties of rocks of the massif were identified according to the degree of differentiation and ore potential. The earliest amphibole-bearing microcline-albite granites change to leucocratic quartz-albite ones transitioning to significantly albite varieties. Albitites are the most rare-metal rocks of the deposit. REE contents reach 10000 ug/g, and in some samples reach 15440 ug/g. Compositional trends are visible in double correlation plots of rock-forming and rare elements. This may be indicative of origin of all facial varieties of rocks of the massif from a common parent magma in a differentiation process from early facies to late ones. REE spectra plots of all facies of alkaline rocks are rather same and only differ in common contents. Spider-diagrams of rocks are also similar and only differ in small variations of anomalies sizes. Geological, petrographical and geochemical data observed reflect to common magmatic genesis of rare-metal granites and albitites. Columbite-tantalite, struverite-ilmenorutile, zircon and xenotime are major minerals, which are rare-element concentrators in rocks and ores. We have not discovered any metasomatic zoning and replacement of some minerals to other ones having metasomatic origin within the borders of the massif.

ВВЕДЕНИЕ

С проявлениями щелочно-гранитного магматизма связаны уникальные месторождения с комплексной (тантал-ниобиевой, циркониевой, редкоземельной, бериллиевой, литиевой и др.) редкометалльной минерализацией. По масштабам накопления Ta, Nb, Zr, Y, REE щелочные гранитные массивы – весьма крупные объекты, имеющие важное практическое значение в минерально-сырьевой базе различных стран, в том числе и в России. К подобным массивам относится Зашихинское месторождение (Иркутская область), расположенное в пределах позднепалеозойской Восточно-Саянской зоны редкометалльного щелочно-гранитного магматизма. Восточно-Саянская зона возникла в периферической части Баргузинской магматической провинции [20], главными составляющими последней являются крупнейший Ангаро-Витимский гранитоидный батолит и ограничивающие его с флангов рифтовые зоны (Удино-Витимская, Сыннырская, Восточно-Саянская, Сайженская) [11]. Образование Баргузинской магматической провинции и Восточно-Саянской магматической зоны связывается с формированием мантийного плюма в конце карбона - начале перми [20].

Зона имеет форму пояса, вытянутого в северо-восточном направлении вдоль западной границы Тувино-Монгольского микроконтинента. На продолжении этого пояса, к северу за Главным Саянским разломом, находится уникальное Зашихинское месторождение редкометалльного сырья с самым высоким содержанием тантала в России [9]. Руды месторождения относятся к тантал-ниобиевому промышленному типу. Кроме того, они обогащены редкоземельными элементами иттриевой группы, наиболее

востребованной в современных технологиях. Существующие представления о происхождении Зашихинского месторождения носят дискуссионный характер. Многие исследователи относили породы массива и ассоциирующее с ними оруденение к метасоматитам [2, 3, 7]. По мнению других авторов, породы представляют собой типичные щелочные редкометальные агпаитовые граниты с рядом минералогических и петрохимических особенностей, свойственных магматическим породам [1, 4, 14, 19, 20].

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Аналитические исследования пород и минералов Зашихинского массива проводились с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН и Байкальского центра нанотехнологий ИрННТУ (г. Иркутск).

Содержания петрогенных элементов были определены рентгенофлуоресцентным силикатным анализом (РФА) на многоканальном рентгеновском спектрометре СРМ-25 производства «Орелнаучприбор». Образцы гомогенизировали с помощью сплавления с флюсом – метаборатом лития (LiBO_2) в индукционной печи в тиглях из стеклоуглерода при температуре 1100°C . Соотношение проба:флюс – 1:2, масса пробы 1.25 г.

Определение концентраций редких и редкоземельных элементов выполнено методом ICP-MS на масс-спектрометре «Element 2» фирмы «Finnigan» по стандартной методике. Пробоподготовка осуществлялась методом разложения сплавлением с метаборатом лития.

Содержание щелочных элементов (K, Na, Li, Rb, Cs) определено методом фотометрии пламени на атомно-эмиссионном пламенном спектрофотометре ДФС-12. Аналитические исследования выполнялись на основе порошковых навесок с предварительным разложением смесью кислот HF и HClO_4 . Погрешность определений соответствует нормам погрешности метода фотометрии пламени (методика СТП ИГХ-009-07).

Определение состава минералов редкометалльных гранитов проведено с помощью рентгеновского электронно-зондового микроанализатора JXA-8200, Jeol. Ltd. (Япония), снабженного растровым электронным микроскопом высокого разрешения, энергодисперсионным спектрометром (EDS) с SiLi-детектором с разрешением 133 eV и пятью спектрометрами с волновой дисперсией (WDS).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ МАССИВА

Зашихинский массив щелочных редкометалльных гранитоидов расположен в Нижнеудинском районе Иркутской области в Восточном Саяне. Он тяготеет к зоне влияния Главного Саянского разлома – краевого шва Сибирской платформы. Разлом трассируется выходами осадочных, вулканогенных, интрузивно-формационных комплексов широкого

возрастного диапазона. Одним из важнейших элементов строения этой зоны является пояс умеренно-щелочных и щелочных гранитоидов и комагматичных им вулканитам палеозойского возраста, известных как огнитский интрузивный комплекс и верхненерхинская свита.

Массив сложен щелочными гранитами, обогащенными редкими элементами, образующими обособленное тело, которое внедрено в Хайламинский массив гранитоидов среднепалеозойского огнитского комплекса [2]. В плане массив имеет эллипсовидную, вытянутую в северо-западном направлении форму, его площадь на современном срезе составляет около 1,3 км² (рис. 1). Глубина эрозионного среза составляет около 300 м.

Возраст гранитов Зашихинского массива геохронологическими методами пока не установлен. Косвенными показателями его возраста являются приуроченность массива к Восточно-Саянской зоне редкометалльных гранитоидов, формирование которой ограничивается интервалом 305-290 млн. лет [20] и внедрением в гранитоиды Хайламинского массива, возраст которого был оценен в 261 ± 4 млн. лет [Rb-Sr исследования, 15]. Исходя из этого, можно предположить пермский возраст редкометалльных гранитов Зашихинского месторождения.

Граниты Зашихинского массива - среднезернистые породы с массивной текстурой и гипидиоморфнозернистой структурой. Породообразующими минералами являются кварц, микроклин и альбит, вариации которых в разных фациальных разновидностях гранитов значительные. К второстепенным относятся щелочной амфибол (арфведсонит), пироксен (эгирин), слюды (лепидомелан, тайниолит, полилитионит), флюорит. Акцессорные представлены колумбит-танталитом, пирохлором, минералами группы стрюверит-ильменорутит, ксенотимом, гагаринитом, минералами группы криолита, цирконом, торитом, карбонатами и сульфидами. Основными концентраторами редкометалльных и редкоземельных элементов в гранитах Зашихинского месторождения являются колумбит-танталит, минералы группы стрюверит-ильменорутит, циркон, ксенотим. В щелочных гранитах массива не зафиксировано метасоматической зональности и замещения одних минералов другими, характерных для пород метасоматического происхождения [1].

На основе минерально-петрографического исследования состава и содержаний полезных компонентов выделены три фациальные разновидности гранитов массива по степени дифференцированности и рудоносности (рис. 1):

Амфиболсодержащие кварц-микроклин-альбитовые граниты – породы с порфировыми выделениями гороховидного кварца и удлиненными призмами черного амфибола (арфведсонита). Эта зона гранитов прослеживается в виде единого тела в юго-западной приконтактной части Зашихинского массива и является наиболее ранней фациальной разновидностью пород.

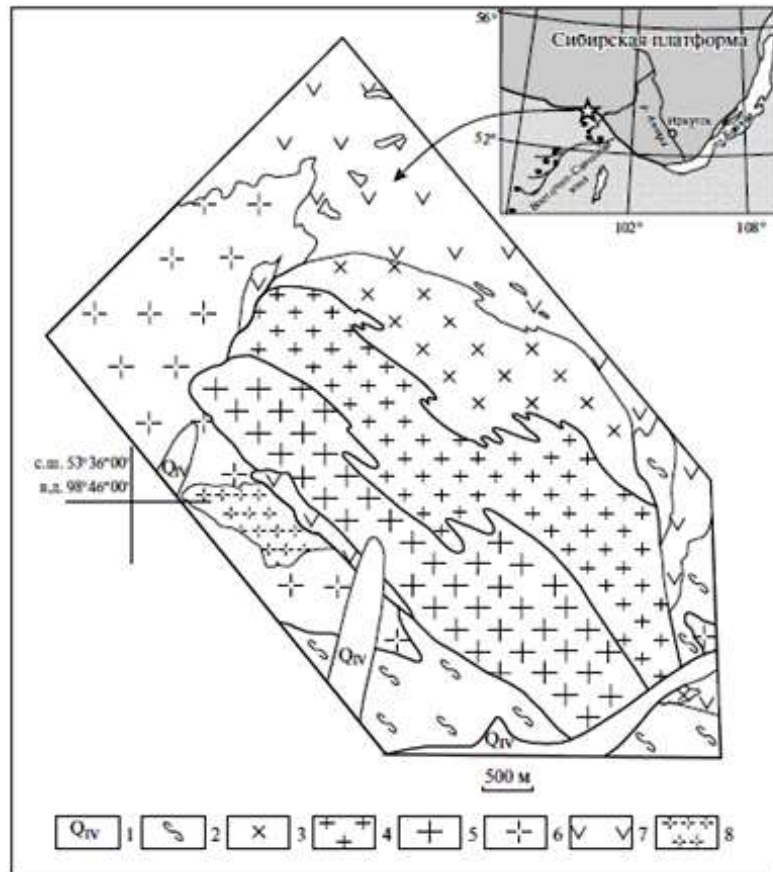


Рис. 1. Схема геологического строения Зашихинского массива [2] с уточнениями авторов.

Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения (Q_{IV}). Зашихинский массив: 3 – кварц-альбитовые граниты и альбититы массива (фация III), 4 – лейкократовые кварц-альбит-микроклиновые граниты (фация II), 5 – амфиболсодержащие кварц-микроклин-альбитовые граниты (фация I). Среднепалеозойские интрузивные породы: 6 – пегматоидные амфиболовые граниты, 7 – граниты, сиениты, граносиениты огнитского комплекса (D_{2og}), 8 – диориты хойто-окинского комплекса (Pz_{1ho}). Раннепротерозойские интрузивные породы: 2 – сланцы, микрогнейсы, амфиболиты бирюсинской свиты (PR_{1br2})

Лейкократовые кварц-альбит-микроклиновые редкометалльные граниты – для них характерны как крупные гороховидные вкрапленники кварца, так и его мелкие зерна в основной массе. Данная фациальная разновидность гранитов наблюдается в центральной части месторождения.

Лейкократовые кварц-альбитовые граниты, переходящие в альбититы – существенным отличием данной третьей фации гранитов от других является наличие участков мономинеральных альбититов среди кварц-альбитовых образований. По химическому составу альбит отнесен к натровой разновидности с долей анортитового компонента менее 8%. Эта фациальная разновидность пород расположена в северо-восточной части Зашихинского массива и является главным рудным участком месторождения.

Богатые руды месторождения (среднее содержание $Nb_2O_5 = 0.03$ мас. % и $Ta_2O_5 = 0.027$ мас. %) развиты на площади 30×1000 м². Они слагают тело

сложно-пластообразной формы со средней мощностью около 150 м, круто (под углом больше 40° - 50°) падающее к северу. Вниз по разрезу массива они сменяются породами с более низкими концентрациями Ta и Nb, в которых содержатся линзы и блоки богатых руд [3]. Альбититы сечет флюоритсодержащая редкометалльная жила с циртолитом, торитом, колумбитом-танталитом, мощностью до 1 м и протяженностью около 100 м, завершающая рудно-магматический процесс.

Границы между фациями гранитов массива нечеткие, с постепенными переходами. Выделенная последовательность фациальных разновидностей пород массива, по нашему мнению, связана с магматической дифференциацией щелочно-гранитных расплавов, обогащенных флюидными компонентами [1, 4].

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Редкометалльные породы Зашихинского месторождения относятся к агпаитовым щелочным гранитам и характеризуются высокими содержаниями большинства некогерентных элементов. Граниты массива отличаются повышенными содержаниями щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ до 12,68 мас. %), преимущественно натриевым типом щелочности ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$) и высокими значениями коэффициента агпаитности (Ka) 1,0-1,2. Кроме того, граниты массива характеризуются низкими значениями Ca, Mg, Al, P, Ba, Sr (табл. 1). Все фациальные разновидности гранитов по составу отвечают щелочным гранитам, умеренно-щелочным гранитам, умеренно-щелочным лейкогранитам и лейкогранитам [10], на TAS-диаграмме отмечается уменьшение концентраций щелочей с увеличением содержания кремнезема (рис. 2). Кроме того, граниты массива отличаются повышенными содержаниями Rb, Li, Y, Zr, Hf, Ta, Nb, Th, U, Zn, Ga, REE (табл. 2). Четкие линейные зависимости на графиках парных корреляций породообразующих и редких элементов пород [4] свидетельствуют об их едином происхождении в процессе дифференциации щелочно-гранитной магмы и последовательном их обогащении соответствующими редкими элементами при переходе от первой фациальной группы к третьей.

Одинаковой конфигурацией линий в REE спектрах отражается поведение редкоземельных элементов всех фаций щелочных гранитов массива (рис. 2А). Редкометалльные граниты Зашихинского массива резко обогащены тяжелыми редкими землями ($\text{La}/\text{Yb} \sim 0,1$), что существенно выделяет их среди пород многих других массивов щелочных гранитов. Для спектра REE типичен глубокий европиевый минимум, что является показателем формирования всей серии пород массива в результате магматической дифференциации. Спектры распределения редких элементов на спайдердиаграммах (рис. 2Б) также сходны для пород всех трех фациальных разновидностей.

Таблица 1.
Содержания петрогенных элементов (мас. %) в гранитах массива

Компоненты	1	1	1	1	2	2	2	2	3	3	3	
SiO ₂	76,13	76,08	73,81	75,91	72,51	68,33	73,18	76,07	70,40	67,16	70,33	74,79
TiO ₂	0,08	0,01	0,02	<0,01	0,04	0,05	0,04	0,02	0,06	0,25	0,08	0,04
Al ₂ O ₃	12,30	12,70	12,90	12,66	13,58	16,92	13,42	13,72	15,60	16,23	14,18	14,40
FeO _{общ}	0,58	1,95	2,65	1,79	2,36	2,26	2,47	0,62	2,06	3,00	3,14	0,64
MnO	0,01	0,09	0,17	0,10	0,07	0,11	0,16	0,02	0,08	0,05	0,06	0,01
MgO	0,05	0,05	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,30	0,11	0,05
CaO	0,18	0,12	0,43	0,12	1,21	0,21	1,32	0,14	0,72	1,18	0,83	0,40
Na ₂ O	2,40	5,29	5,48	4,77	5,72	11,12	4,85	6,01	7,32	9,11	6,84	6,56
K ₂ O	6,81	3,00	3,85	4,25	2,38	0,44	2,53	2,56	2,10	0,54	2,98	2,47
P ₂ O ₅	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,14	0,03	0,02	0,05	0,14	0,03	0,02
BaO	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03
SrO	0,47	0,22	0,19	0,09	0,83	0,47	0,71	0,37	0,42	0,46	1,09	0,37
ZrO	0,40	0,19	0,16	0,07	0,70	0,40	0,60	0,32	0,36	0,39	0,93	0,32
H ₂ O	1,14	0,52	0,46	0,20	0,14	0,14	0,12	0,60	0,67	0,96	0,10	0,39
F	0,04	-	-	-	1,20	0,08	1,40	-	0,41	0,50	0,84	-
Сумма*	100,07	98,30	97,57	98,26	99,37	100,11	99,41	99,93	99,61	99,54	99,71	99,84

Примечание: 1 – арфведсонитовые граниты (фашия I), 2 – лейкограниты (фашия II), 3 – альбититы (фашия III).

* Сумма с пересчетом на фтор.

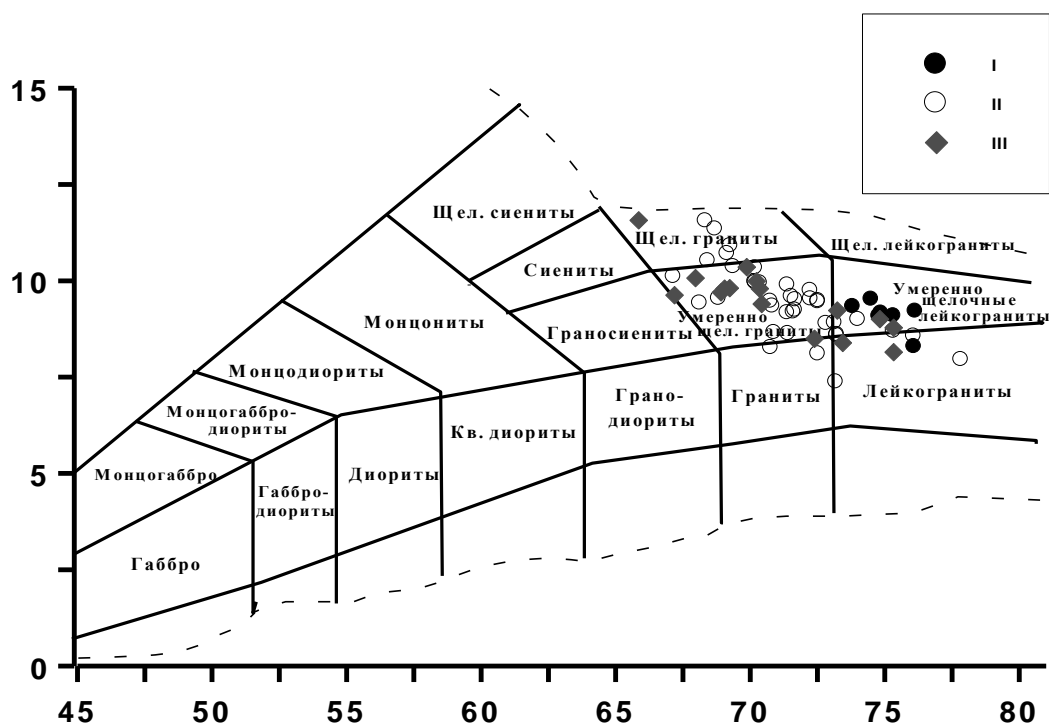


Рис. 2. Диаграмма $\text{SiO}_2\text{-(Na}_2\text{O+K}_2\text{O)}$ для редкометалльных гранитов Зашихинского массива.

Условные обозначения: 1 - амфиболсодержащие кварц-микроклин-альбитовые граниты (фация I); 2 - лейкократовые кварц-альбит-микроклиновые редкометалльные граниты (фация II); 3 - лейкократовые кварц-альбитовые граниты и альбититы (фация III).

Для спайдердиаграмм характерны отрицательные аномалии бария, стронция, характерны для тория, ниобия, тантала, свинца, циркония, гафния. Для тяжелых редкоземельных элементов и иттрия наблюдается положительный наклон линии спектра.

Линейные зависимости изменений составов [4] и близкий характер распределения HFSE и REE (рис. 2) свидетельствуют о последовательном обогащении пород соответствующими элементами при переходе от одной фацальной группы к другой и указывают на происхождение всех разновидностей гранитов массива из единой магмы. Родоначальным для гранитов массива мог быть пересыщенный щелочами кремнекислый расплав.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Минералами-концентраторами тантала, ниобия и других редких элементов в породах и рудах массива, представляющие основную практическую ценность при эксплуатации месторождения, являются колумбит, минералы группы стрюверит-ильменорутит, циркон, ксенотим, гагаринит, описание которых представлено ниже.

Колумбит является главным редкометалльным рудным минералом Зашихинского массива. Образует черные обособления (крупные 2-5 мм и мелкие менее 0,5 мм), иногда вытянутые кристаллы.

Таблица 2.

Микроэлементный состав (ppm) гранитов массива

Элементы	1	1	1	1	2	2	2	2	3	3	3	3
Be	4,1	4,4	5,6	3,8	9,7	9,0	89	7,8	30	13,3	10,3	135
Ti	93	92	113	61	200	270	168	110	324	1564	482	217
Cr	0,64	5,61	47	16,7	137	128	119	2,45	106	87	162	26
Co	0,47	0,59	0,56	0,40	1,95	2,91	1,97	0,56	4,47	2,49	6,23	0,65
Ni	4,7	8,5	12,7	33	11,1	16,0	9,0	4,17	36	10,7	26	12,6
Cu	4,5	9,6	4,7	7,9	23,7	118,0	22,1	5,3	25,6	24,4	77,3	6,7
Zn	440	349	706	310	569	409	672	63,6	267	311	695	39,3
Ga	58	60	70	56	70	74	67	59	67	64	68	73
Rb	584	437	660	590	377	12,8	461	202	352	35	305	212
Sr	20	18,8	23	17,9	296	185	194	68	202	283	187	75
Y	10	22	33	21	322	1055	276	127	406	1232	210	117
Zr	728	1486	1403	729	6624	3607	5538	2549	3363	4228	8348	2776
Nb	905	1196	1401	762	2056	3249	2117	1441	2168	1628	2233	1162
Cs	1,62	1,54	2,22	1,59	0,51	<ПО	0,47	0,83	0,70	<ПО	0,66	1,04
Ba	1013	855	944	363	1423	1859	1201	764	1488	2255	1521	602
La	11,9	11,3	25	18,2	11,8	10,6	9,3	8,1	26	31	7,4	6,1
Ce	39	65	131	53	42	43	32	24	78	99	26	21
Pr	4,7	9,2	17	6,6	5,7	6,0	4,5	3,5	9,7	14	3,3	3,1
Nd	14	30	53	21	21	26	16	15	36	60	13	12
Sm	2,1	6,1	9,7	4,3	8,9	16,9	7,4	5,5	12,4	27,3	5,7	5,5
Eu	0,08	0,11	0,15	0,10	0,52	3,03	0,66	0,72	1,50	3,24	0,33	0,67
Gd	1,4	3,4	5,5	3,2	14,2	35	11,7	7,3	18,4	55	11,4	7,5
Tb	0,22	0,54	0,73	0,53	3,91	9,70	3,14	1,87	4,71	14,8	2,88	1,90
Dy	2,2	5,1	6,5	4,5	36,6	102	30,6	18,2	43,7	137	29,1	17,0
Ho	0,6	1,2	1,4	0,9	8,2	25,7	7,3	4,3	10,1	31,0	7,6	4,1
Er	2,8	5,7	6,3	3,4	34	131	32	20	45	119	36	18
Tm	0,65	1,27	1,35	0,87	6,36	33,5	6,63	4,76	10,20	21,1	7,55	3,97
Yb	6,3	11,6	12,1	7,6	54	321	58	43	94	166	67	34
Lu	0,97	1,78	1,98	1,13	7,36	43,7	7,86	6,20	12,75	21,41	10,03	5,02
Hf	35	87	64	32	356	211	317	165	257	240	312	131
Ta	117	172	195	94	280	396	287	231	345	274	157	202
Pb	100	137	150	80	202	218	352	100	477	180	106	15
Th	31	52	34	47	402	2102	593	318	1832	500	254	69
U	23,7	51,3	57,1	18,0	17,6	85,3	23,1	8,1	20,7	19,8	43,0	13,7

Примечание: 1 – арфведсонитовые граниты (фация I), 2 – лейкограниты (фация II), 3 – альбититы (фация III).

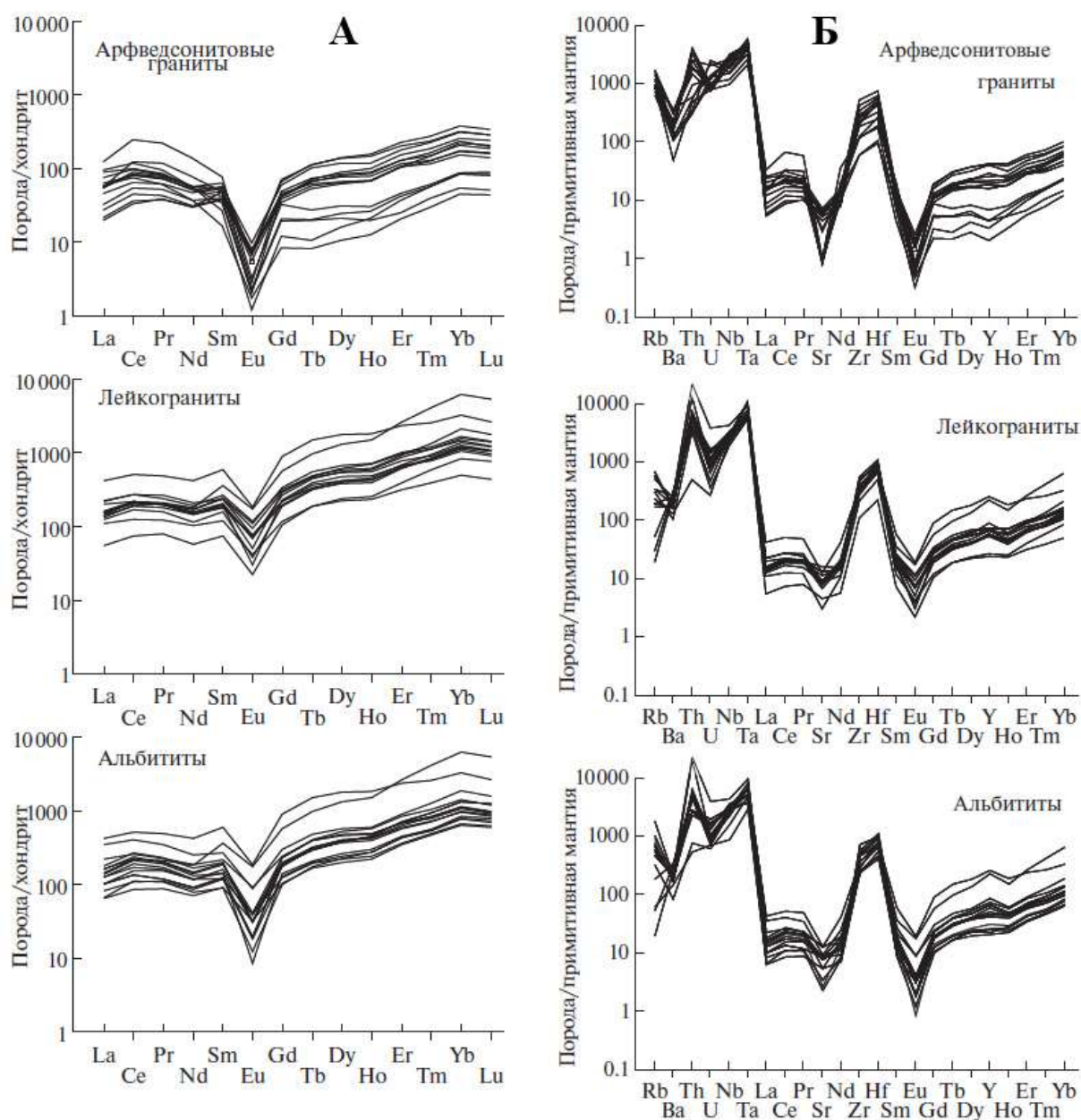


Рис. 2. Спектры редкоземельных элементов, нормированные по хондриту [19] (А) и спайдердиаграммы редких элементов, нормирование произведено к составу примитивной мантии по [18] (Б) в гранитах массива [4].

Ранее [2] выделялось несколько не в полнее очевидных генераций колумбитов, нами были проведены исследования этого минерала из следующих выборок: 1) из альбититов и кварц-альбитовых гранитов; 2) из кварц-микроклин-альбитовых лейкогранитов; 3) из промышленного шлиха, представляющего смесь всех трех фациальных разновидностей гранитов; 4) из фракции мелких кристаллов, выделенных из кварц-микроклин-альбитовых

пород.

Минералы группы колумбита из редкометалльных гранитов месторождения характеризуется значительными вариациями состава: MnO (0,38-12,06 мас. %), FeO_{total} (7,19-19,71 мас. %), Ta₂O₅ (1,85-18,94 мас. %), Nb₂O₅ (58,88-75,46 мас. %). Также отмечаются повышенные содержания SnO (до 0,41 мас. %) и пониженные UO₂ и ThO₂. Широкий диапазон химического состава колумбита, даже в пределах одного массива, характерен для колумбита редкометалльных гранитов (табл. 3).

Таблица 3.

Химический состав колумбитов в редкометалльных гранитах массива (мас. %)

Компоненты	1	2	3	4	5ц	5к	6	7	8
TiO ₂	0,46	1,75	3,19	2,72	0,67	0,73	3,26	1,80	1,50
FeO	7,92	14,76	19,71	19,86	8,20	7,19	19,37	15,65	16,81
MnO	12,06	4,58	0,62	0,38	11,42	12,00	1,64	3,62	3,52
MgO	0,00	0,00	0,17	0,20	0,05	0,00	0,00	0,01	0,12
Nb ₂ O ₅	75,28	58,88	68,02	61,81	75,46	73,23	69,36	59,18	69,80
Ta ₂ O ₅	4,50	18,75	8,32	14,87	1,85	6,01	6,60	18,94	7,47
SnO ₂	0,06	0,29	0,41	0,31	0,02	0,12	0,39	0,28	0,27
Ce ₂ O ₃	0,06	0,03	0,00	0,06	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01
Nd ₂ O ₃	0,00	0,28	0,00	0,00	0,00	0,16	0,17	0,00	0,00
Yb ₂ O ₃	0,01	0,09	0,00	0,00	0,06	0,26	0,00	0,01	0,00
ThO ₂	0,00	0,00	0,02	0,00	0,12	0,00	0,04	0,00	0,00
UO ₂	0,03	0,00	0,01	0,01	0,07	0,00	0,00	0,02	0,00
Сумма	100,38	99,41	100,47	100,22	97,92	99,72	100,83	99,51	99,50

Примечание: 1-4 – из альбититов (фашия III), 5ц, 5к, 6 – из кварц-микроклин-альбитовых лейкогранитов (фашия II), 7, 8 – из мелких кристаллов гранитов фашии II, 5ц – анализ из центральной части кристалла, 5к – анализ из краевой части.

На графиках соотношений Nb₂O₅/Ta₂O₅ и FeO/MnO (рис. 3) наблюдается изогипсовая зависимость. Ранее считалось, что в колумбитах существует парный изоморфизм Fe+Nb ↔ Mn+Ta. На графиках парных корреляций породообразующих элементов колумбитов (рис.) наблюдаются четкие линейные корреляции между FeO/MnO и Nb₂O₅/Ta₂O₅, и отсутствием корреляционной зависимости между Ta₂O₅-MnO и Nb₂O₅-FeO. Это свидетельствует о том, что изоморфные замещения в колумбитах проходят отдельно, Fe²⁺ ↔ Mn²⁺ и Nb⁵⁺ ↔ Ta⁵⁺.

Циркон – типичный акцессорный минерал редкометалльных гранитоидов, содержание которого в породах Зашихинского массива достигает 7 %. Циркон играет значительную роль в балансе редких элементов, являясь главным концентратором циркония и гафния в щелочных гранитах. Минерал образует ограненные кристаллы дипирамидального облика, размером до 5 мм, нередко с включениями в центральной части зерен. Встречаются также мелкие, полностью прозрачные, ограненные кристаллы. Химический состав циркона редкометалльных гранитов массива

близок к теоретическому. Соотношения Zr и Si в них отвечают формульным значениям в составе минерала.

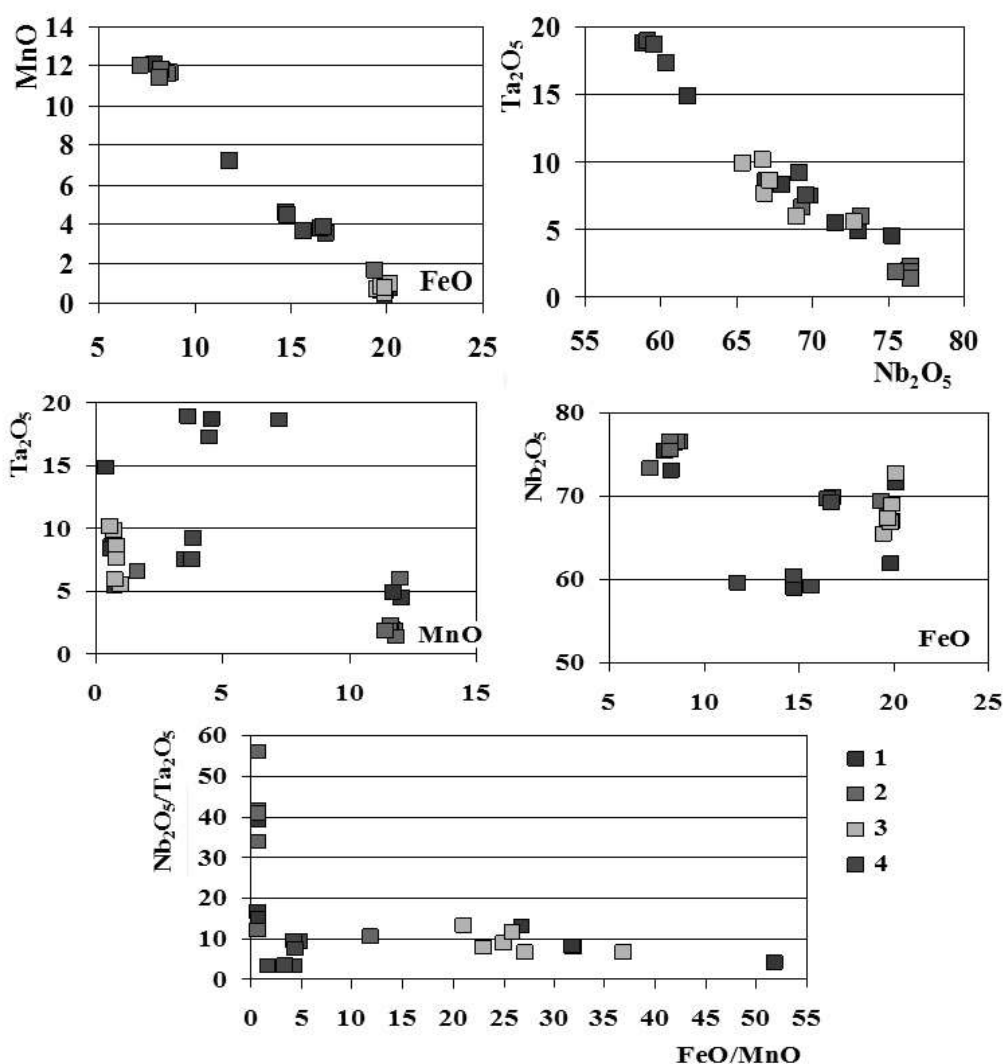


Рис. 3. Графики парных корреляций главных элементов в колумбитах.

Содержания HfO₂ в изученных цирконах 3–4 мас. % при соотношении ZrO₂/HfO₂ 14-20. Для минерала характерны незначительные содержания Nb₂O₅ (менее 0,01 мас. %), Ta₂O₅ – сотая доля процента и повышенные концентрации Y₂O₃ (от 0,3 до 2 мас. %), Yb₂O₃ (от 0,3 до 0,8 мас. %), ThO₂ (до 1 мас. %), UO₂ (до 0,1 мас. %). Четкими индикаторами минералообразования цирконов массива являются концентрации в них ниобия, тантала и редкоземельных элементов (табл. 4).

В редкометалльных гранитах Зашихинского массива встречена разновидность циркона с небольшим содержанием UO₂ – циртолит. Циртолиты по составу отличаются от кристаллических цирконов, в них наблюдаются пониженные концентрации SiO₂ и ZrO₂, скорее всего, из-за присутствия H₂O (табл. 4). Циртолит кристаллизуется в таких же формах, как

и циркон, но непрозрачен и окрашен в коричневый цвет.

Таблица 4.

Химический состав цирконов в редкометалльных гранитах массива (мас. %)

Компоненты	Циркон					Циртолит	
	1	2	3	4	5	1	2
SiO ₂	31,41	30,71	31,76	30,37	31,31	25,81	27,58
TiO ₂	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	0,08	0,00	0,00	0,00	0,02	0,30	0,25
FeO	0,07	0,06	0,05	0,02	0,01	0,94	0,81
MnO	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,06
MgO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
CaO	0,00	0,07	0,01	0,01	0,01	0,80	0,89
Na ₂ O	0,02	0,01	0,03	0,02	0,03	0,05	0,04
K ₂ O	0,05	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02
SrO	0,13	0,04	0,09	0,09	0,16	0,12	0,27
ZrO ₂	64,39	62,16	63,41	62,43	66,38	56,13	57,23
HfO ₂	3,11	2,73	3,93	2,74	1,83	2,77	2,47
Nb ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ta ₂ O ₅	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,02	0,08
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y ₂ O ₃	0,54	1,30	0,34	1,80	0,24	3,11	2,33
La ₂ O ₃	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
Ce ₂ O ₃	0,12	0,05	0,00	0,00	0,15	0,04	0,06
Nd ₂ O ₃	0,09	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04
Sm ₂ O ₃	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Eu ₂ O ₃	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01
Gd ₂ O ₃	0,04	0,01	0,00	0,01	0,00	0,09	0,05
Dy ₂ O ₃	0,06	0,12	0,04	0,19	0,00	0,27	0,22
Er ₂ O ₃	0,11	0,18	0,06	0,20	0,05	0,18	0,17
Yb ₂ O ₃	0,29	0,84	0,20	0,82	0,14	0,61	0,60
ThO ₂	0,00	0,89	0,00	1,12	0,06	3,07	2,25
UO ₂	0,05	0,11	0,04	0,14	0,00	0,09	0,21
PbO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,03	0,01	0,01	0,08	0,00	0,05	0,02
Сумма	100,46	99,27	100,05	100,04	100,44	100,24*	101,49*

Примечание: * Приведена сумма с учетом теоретического содержания 6 мас. % H₂O.

Отмечается, главным образом, в парагенезисе с торитом и флюоритом. Для него характерны пониженные содержания HfO₂ (2,5–2,8 мас. %) при повышенном отношении ZrO₂ / HfO₂ = 33. Высокие содержания ThO₂ (2–3 мас. %), Y₂O₃ (до 3 мас. %) и Yb₂O₃ (0,6 мас. %) в циртолите, возможно, объясняются более поздней его кристаллизацией по сравнению с прозрачным цирконом и участием при его кристаллизации флюидной фазы – F и H₂O.

Ксенотим встречается во всех разновидностях гранитов Зашихинского месторождения в виде мелких желтовато-зеленоватых кристаллов с совершенной спайностью. Содержание легких редкоземельных элементов незначительное, менее 1%. Вариации содержания средних редкоземельных элементов (самарий, гадолиний) - 1-3 мас. %, наиболее высокие концентрации тяжелых редкоземельных элементов (диспрозий, иттербий) 3-6 мас. % (рис. 4). Содержания иттрия (41-43 мас. %) и фосфора (36-38 мас. %) отвечают формульному составу ксенотима. Кроме того, в минерале отмечаются торий (0,1-1,5 мас. %), уран (0,03-0,24 мас. %), свинец (0,2-0,3 мас. %) (табл. 5).

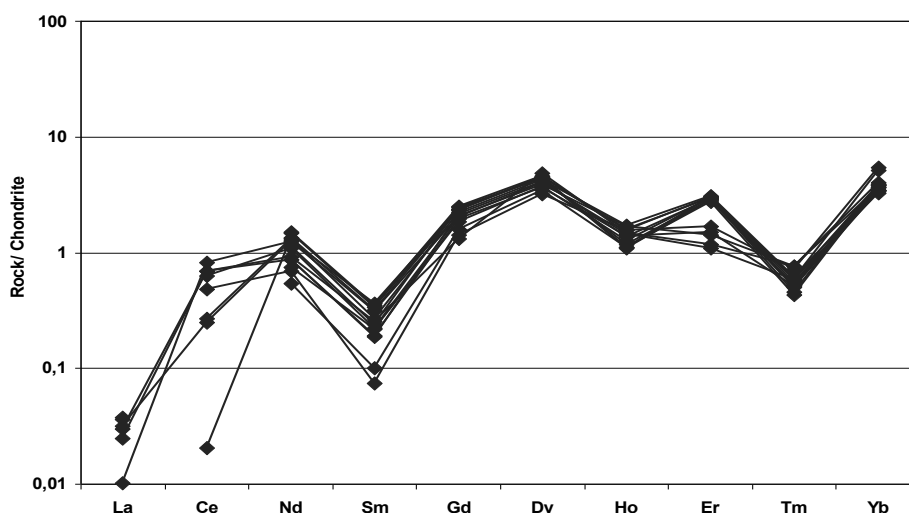


Рис. 4. Спектр редкоземельных элементов в ксенотимах, нормированных по хондриту [19].

Минералы группы *стрюверит-ильменорутил* образуют изометричные ограненные кристаллы с сильным алмазным блеском. Встречаются в различных фациях редкометалльных гранитов Зашихинского массива. По химическому составу являются промежуточной разновидностью между ильменорутилом и стрюверитом при близких содержаниях ниобия и тантала, в сумме превышающих 25 мас. %. Кроме того, в них отмечены концентрации олова до 1,5 мас. % (табл. 5).

Гагаринит - очень редкий фторид редкоземельных элементов, в настоящее время встречен только в некоторых массивах редкометалльных гранитов СП (Казахстан), Катугинское (Забайкалье), Зашихинское (Восточный Саян), Улуг-Танзек (Восточная Тыва). Минерал является очень важной, легкорастворимой рудой на тяжелые редкоземельные элементы. В Зашихинском массиве он обнаружен в аксессуарных количествах во многих шлифах, отличается большим положительным рельефом и сильным двупреломлением, как у карбонатов. Гагаринит кристаллизуется вместе с

минералами группы криолита, флюоритом, колумбитом. В спектре редкоземельных элементов преобладают средние и тяжелые земли, содержание иттрия 44-46 мас. % (рис. 5). Главными элементами гагаринита являются натрий, кальций, иттрий, фтор (табл. 5).

Таблица 5.

Химический состав минералов-концентраторов редких элементов (мас. %)

Компоненты	Ксенотим				Гагаринит		Стрюверит-ильменорутил	
	1	2	3	4	1	2	1	2
SiO ₂	0,11	0,16	0,11	0,15	0,04	0,02	-	-
TiO ₂	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,00	0,01	61,90	64,77
Al ₂ O ₃	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,00	0,00	0,05	0,08
FeO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,19	0,10	7,73	7,92
MnO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
MgO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	8,65	11,62	0,01	0,00
ZnO	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	0,03	0,07	0,08	0,01	-	-	-	-
Na ₂ O	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	10,64	10,41	-	-
K ₂ O	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,12	0,13	-	-
BaO	0,01	0,03	0,00	0,07	0,00	0,00	0,06	0,01
SrO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,00	0,03	-	-
PbO	0,27	0,28	0,18	0,30	0,29	0,36	-	-
P ₂ O ₅	36,68	36,70	37,64	37,63	-	-	-	-
SnO ₂	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	-	-	1,44	1,22
Nb ₂ O ₅	0,02	0,08	0,09	0,00	-	-	15,01	17,74
Ta ₂ O ₅	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	-	-	13,54	8,41
Y ₂ O ₃	43,07	41,77	41,31	43,42	40,87	44,00	-	-
La ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,32	0,23	-	-
Ce ₂ O ₃	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	1,37	0,43	-	-
Nd ₂ O ₃	-	-	0,02	0,57	0,90	0,70	-	-
Sm ₂ O ₃	0,87	1,72	1,57	0,71	0,71	0,76	-	-
Eu ₂ O ₃	0,25	0,39	0,37	0,09	-	-	-	-
Gd ₂ O ₃	2,15	2,74	2,68	1,63	1,49	1,70	-	-
Dy ₂ O ₃	4,31	5,08	5,21	3,66	4,05	2,98	-	-
Ho ₂ O ₃	1,44	1,26	1,27	1,80	1,04	0,96	-	-
Er ₂ O ₃	3,39	3,31	3,19	1,94	2,65	1,45	-	-
Tm ₂ O ₃	0,60	0,60	0,50	0,83	0,23	0,16	-	-
Yb ₂ O ₃	4,39	3,91	4,32	6,17	1,64	0,52	-	-
HfO ₂	0,22	0,12	0,23	0,13	-	-	-	-
ThO ₂	0,72	0,46	0,76	0,05	0,10	0,07	-	-
UO ₂	0,13	0,08	0,12	0,02	-	-	-	-
F	0,29	0,31	0,38	0,03	36,91	37,79	-	-
Сумма-I	99,03	99,15	99,53	99,40	112,21	114,43	-	-
F-O*	0,12	0,13	0,16	0,01	15,54	15,91	-	-
Сумма-II**	98,91	99,02	99,37	99,38	96,67	98,52	99,93	100,18

Примечание: * F-O – избыточный кислород, заменяющий при расчетах фтор; ** Сумма-II приведена с вычетом избыточного кислорода.

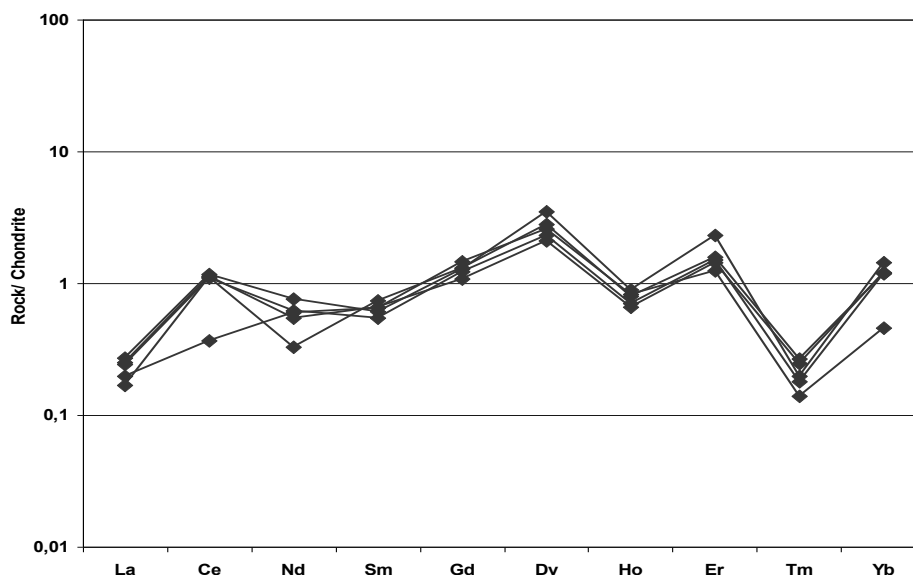


Рис. 5. Спектр редкоземельных элементов в гагаринитах, нормированный по хондриту [19].

Таким образом, редкометалльные граниты Зашихинского массива характеризуются высокими показателями щелочности ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ до 11.59 мас. %), значительным содержанием некогерентных элементов, низкими концентрациями Ca, Mg, Al, P, Ba, Sr, присутствием щелочных темноцветных минералов (амфибол, пироксен, слюда). Возникновение уникальной редкометалльной Ta-Nb-REE минерализации в изученных породах связывается с процессами длительной кристаллизационной дифференциации расплава. Существенное обогащение щелочных пород массива несовместимыми элементами (вплоть до рудных концентраций), фтором, летучими компонентами, значительные величины Rb/Sr (до 34) и коэффициента агпаитности (K_a до 1) свидетельствуют о высокой степени дифференциации исходных щелочно-гранитных магм, специализированных в отношении Ta, Nb, Zr, REE.

Одной из ключевых проблем современной петрологии и геохимии является установление генезиса щелочных агпаитовых гранитов и связанной с ними редкометалльной минерализации. Многочисленные исследования щелочных гранитов в последнее время надежно подтвердили магматическую природу этих пород и редкометалльного оруденения [1, 4, 21, 11, 19, 15, 5, 13]. Открытие и дальнейшее изучение онгонитов - субвулканических аналогов редкометалльных гранитов [6], также послужило весомым доказательством в пользу магматической гипотезы образования последних. В результате термобарогеохимических исследований в минералах, были выявлены расплавные включения, которые однозначно подтвердили

магматический генезис пород и руд исследованных массивов [8, 12, 16].

Близким по формационному типу с Зашихинским массивом является Катугинское месторождение редкометальных гранитов. В плане массив – небольшой, состоящий из 2 выходов, площадь которых 3 и 18 км² соответственно. На Катугинском месторождении процессы дифференциации вещества проявлены более глубоко, с чем связана и более высокая рудоносность пород. Выделены пять фациальных разновидностей щелочных гранитов: I-биотитовые; II-рибекит-биотитовые; III-биотит-арфведсонитовые; IV-арфведсонитовые; V-эгирин-арфведсонитовые и эгириновые. Заканчивается процесс дифференциации необычными породами с большим количеством фторидов, например, криолитом и гагаринитом. Породы Катугинского месторождения также относятся к агпайтовым щелочным гранитам и характеризуются высокими содержаниями большинства некогерентных элементов. Редкометальные граниты массива отличаются повышенными содержаниями щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ до 11,49%), преимущественно натриевым типом щелочности ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,52-2,44$) и высокими значениями коэффициента агпайтности (Ka) до 1,4. Кроме того, граниты массива отличаются повышенными содержаниями Rb, Li, Y, Zr, Hf, Ta, Nb, Th, U, Zn, Ga, REE и низкими содержаниями Ca, Mg, Al, P, Ba, Sr.

Щелочные граниты массива имеют почти одинаковый спектр редкоземельных элементов с малым наклоном кривых спектра и с характерным Eu минимумом. Для вмещающих неизмененных пород (амфиболитов и сиенит – порфиоров) характерен почти хондритовый спектр без фракционирования Eu. Наивысшие концентрации редкоземельных элементов характерны для пироклоровой залежи и флюид-гидротермальных породам с криолитом и гагаринитом (рис. 6). Приконтактные фениты и по гнейсам и сланцам имеют более низкие содержания редкоземельных элементов, чем в гранитах, хотя линии спектра у них аналогичны гранитным, что свидетельствует о том, что источником элементов были сами граниты.

Спайдердиаграммы редкометальных гранитов и приконтактных метасоматитов (фенитов) отличаются довольно резко. Для последних характерны более низкие концентрации редких элементов с отрицательными и положительными аномалиями иттрия и различными вариациями U, Th, Nb, Ta. Спектры вмещающих пород имеют почти горизонтальное распределение (рис. 7).

Важным отличием гранитов Катугинского массива от Зашихинского, при близком петро- и геохимическом составе пород, является существенная разница в минералах-концентраторах редких элементов. В данном месторождении стратегические редкие элементы наибольшим образом сосредоточены в цирконе, пироклоре и гагарините, указывая на явные отличия механизмов накопления редких элементов в процессе становления обоих массивов и их рудообразования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Зашихинское месторождение является типичным проявлением щелочно-гранитного магматизма Восточно-Саянской редкометалльной зоны. Выделены три фациальные разновидности гранитов массива: I) амфиболсодержащие кварц-микроклин-альбитовые; II) лейкократовые кварц-

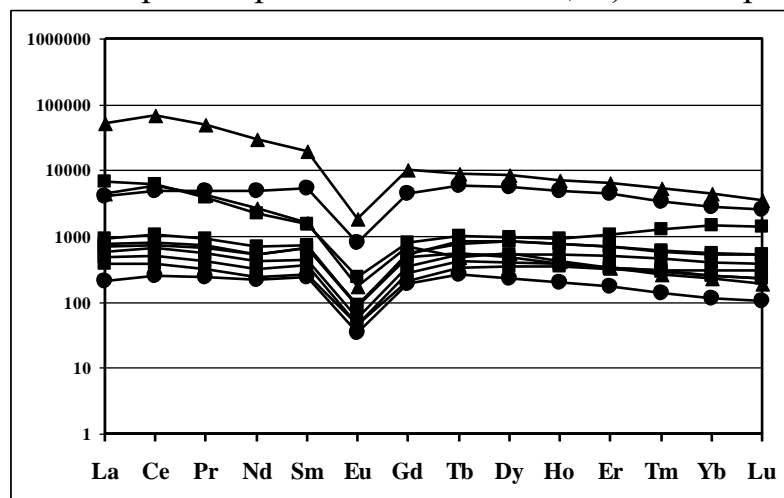


Рис. 6. Спектры редкоземельных элементов для пород Катугинского массива, нормированные по хондриту [19]. Условные обозначения на рис. 7.

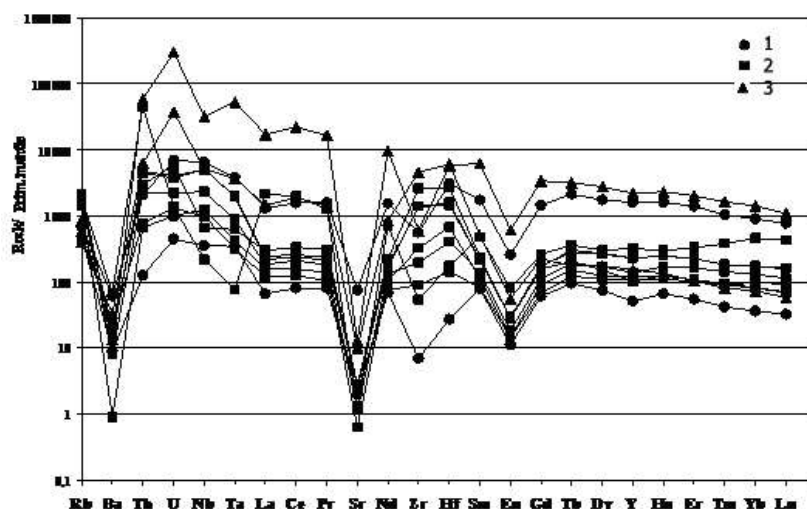


Рис. 7. Спайдердиаграммы редких элементов для пород Катугинского массива, нормирование произведено к составу примитивной мантии по [18]. Условные обозначения: 1 – альмофториды, 2 – граниты, 3 – пироксены.

альбит-микроклиновые; III) лейкократовые кварц-альбитовые, переходящие в альбититы.

Граниты массива отличаются повышенными содержаниями щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ до 12,68 мас. %), преимущественно натриевым типом щелочности ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$) и высокими значениями коэффициента апаитности (Ка) 1,0-1,2. Кроме того, породы отличаются повышенными содержаниями Rb, Li, Y, Zr, Hf, Ta, Nb, Th, U, Zn, Ga, REE и низкими

содержаниями Ca, Mg, Al, P, Ba, Sr.

Установлены минералы-концентраторы в щелочных гранитах Зашихинского массива, которыми являются танталит-колумбит, циркон, ксенотим и минералы группы стрюверита, показана генетическая связь этих минералов и их магматическое происхождение. Определены и приведены содержания редких и редкоземельных элементов в этих минералах из редкометалльных гранитов Зашихинского массива.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту IX. 129.1.4. и при финансовой поддержке РФФИ (грант 18-05-00073, 19-05-00388, 17-45-388045), Интеграционного проекта ИЦ СО РАН, блок 1.4

ЛИТЕРАТУРА

1. **Алымова Н.В.** Металлогенетическая специализация и рудоносность щелочных редкометалльных гранитов Зашихинского месторождения (Иркутская область) // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2016. № 2 (55). С. 9-20.
2. **Архангельская В.В., Рябцев В.В., Шурига Т.Н.** Геологическое строение и минералогия месторождений тантала России // Минеральное сырье. 2012. № 25. 318 с.
3. **Архангельская В.В., Шурига Т.Н.** Геологическое строение, зональность и оруденение Зашихинского тантал-ниобиевого месторождения // Отечественная геология. 1997. № 5. С. 7-10.
4. **Владыкин Н.В., Алымова Н.В., Перфильев В.В.** Геохимические особенности редкометалльных гранитов Зашихинского массива, Восточный Саян // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 554-568.
5. **Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Склярлов Е.В., Котов А.Б., Ларин А.М., Старикова А.Е., Мазукабзов А.М., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д.** Происхождение палеопротерозойских редкометалльных гранитов Катугинского массива // Петрология. 2018. Т. 26. № 1. С. 52-71.
6. **Коваленко В.И., Коваленко Н.И.** Онгониты – субвулканические аналоги редкометалльных Li-F гранитов. М.: Наука, 1976. 127 с.
7. **Кудрин В.С., Шурига Т.Н.** Специфика минерального состава крупных редкометалльных месторождений в плутогенных щелочных кварц-альбит-микроклиновых метасоматитах // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов: Сб. научных статей. Санкт-Петербург, 1998. С. 110-112.
8. **Наумов В.Б., Коваленко В.И., Владыкин Н.В.** Термометрические исследования включений в топазах из онгонитов // Доклады академии наук СССР. 1971. Т. 199, № 3. С. 681-683.
9. **Машковцев Г.А., Быховский Л.З., Рогожин А.А., Темнов А.В.** Перспективы рационального освоения комплексных ниобий-тантал-редкометалльных месторождений России // Разведка и охрана недр. 2011. № 6. С. 9-13.
10. **Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования** /Под ред. О.А. Богатинова, О.В. Петрова, А.Ф. Морозова. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
11. **Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И.** Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометалльный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54, № 5. С. 375-399.

12. **Andreeva I.A.** Genesis and mechanisms of formation of rare-metal peralkaline granites of the Khaldzan Buregtey massif, Mongolia: evidence from melt inclusions // Petrology. 2016. Vol. 24, N 5. P. 462-476.
13. **Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Sklyarov E.V., Saveleva V.B., Mazukabzov A.M., Bazarova E.P., Kotov A.B., Larin A.M., Salnikova E.B., Tolmacheva E.V., Velikoslavinsky S.D., Kovach V.P., Zagornaya N.Y., Vladykin N.V., Alymova N.V., Pisarevsky S.A., Sharygin V.V., Starikova A.E., Khromova E.A.** The unique Katugin rare-metal deposit (southern Siberia): Constraints on age and genesis // Ore Geology Reviews. 2017. V. 91. P.246-263.
14. **Kostitsyn Yu.A., Altukhov E.N.** The Khäilama and Aryskan massifs of alkali granitoids, Easynern Sayan: age and formation conditions by Rb-Sr isotopic and geochemical data // Geochemistry International. 2004. Vol. 42, N 3. P. 195-204.
15. **Kotov A.B., Larin A.M., Gladkochub D.P., Salnikova E.B., Sklyarov E.V., Tolmacheva E.V., Donskaya T.V., Velikoslavinsky S.D., Yakovleva S.Z.** New data on the age of ore formation in the unique Katugin rare-metal deposit (Aldan Shield) // Doklady Earth Sciences. 2015. Vol. 463, N 2. P. 782-786.
16. **Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Naumov V.B., Dorofeeva V.A.** Volatile components (H₂O, CO₂, CL, F, AND S) in magmas of intermediate and acid compositions from distinct geodynamic settings: evidence from melt inclusions and chill glasses // Petrology. 2000. Vol. 8, N 6. P. 525-556.
17. **Sun S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: magmatism in the oceanic basins / Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.) // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. Vol. 42. P. 313–345.
18. **Wakita H., Schmitt R.A., Rey P.** Elemental abundances of major, minor, and trace elements in Apollo 11 lunar rocks, soil and core samples // Proceedings of the Apollo 11 Lunar Science Conference, 1970. P. 1685–1717.
19. **Yarmolyuk V.V., Kozlovsky A.M., Nikiforov A.V., Travin A.V., Lykhin D.A.** Composition, sources, and mechanisms of origin of rare-metal granitoids in the Late Paleozoic Eastern Sayan zone of alkaline magmatism: A case study of the Ulaan Tolgoi massif // Petrology. 2016. Vol. 24, N 5. P. 477-496.
201. **Yarmolyuk V.V., Lykhin D.A., Shuriga T.N., Vorontsov A.A., Sugorakova A.M.** Age, composition of rocks and geological setting of the Snezhnoe beryllium deposit: Substantiation of the Late Paleozoic East Sayan rare-metal zone, Russia // Geology of Ore Deposits. 2011. Vol. 535. P

Региональный калиевый метасоматоз, гранитизация гнейсов и образование метасоматических кварцевых жил в восточной части Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса

Анфилогов В.Н.,^{1,2} Кабанова Л.Я.^{1,2}, Игуменцева М.А.^{1,2}

¹Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН,
Миасс, 456317, Ильменский заповедник
anfilogov@mineralogy.ru

²Институт Минералогии УрО РАН, anfilogov@mineralogy.ru

Абстракт. В работе приведены результаты геологического и петрографического изучения гранитов Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса (Южный Урал) и условия образования месторождений кварца. Граниты Уфалейского блока образовались в процессе регионального калиевого метасоматоза гнейсов гранитоидного состава. Неоднородная текстура и состав гранитов и присутствие в них фрагментов амфиболитов, а также форма тел гранитов свидетельствует о том, что в процессе метасоматоза образованы метаграниты, температура образования которых была ниже температуры плавления. Кварцевые тела месторождений Уфалейского блока образованы в процессе замещения амфиболитов. При замещении амфиболита образуется следующая метасоматическая колонка: амфиболит → биотитовый сланец → кварц-полевошпатовый пегматоид → кварцевое ядро.

The regional alkaline metasomatism, granitization of gneiss and the metasomatic quartz veins formation in the Ufaleysky gneiss –amphybolite complex (South Ural)

Anfilogov V.N., Kabanova L.Ya., Iguumentseva M.A.
South-Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology.
anfilogov@mineralogy.ru

Abstract. The results of geological and petrographic examining of granite of Ufaleysky gneiss –amphybolite complex and origin of quartz deposits are discussed. It was established that granite was formed by alkaline metasomatism of granitic composition gneiss. The granite has irregular texture and composition and contains the fragments of amphybolite. The form of granite bodies keeps the gneiss one. It is testified that it is metasomatic granite, which was formed at temperature lower melting one. Quartz bodies of quartz deposits of the Ufaleysky complex were formed by the process of metasomatic replacement of amphybolite. There is the next metasomatic sequence: amphybolite → biotite schist → quartz feldspathic pegmatoid

→ quatrх core.

ВВЕДЕНИЕ

Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс расположен в Центрально-Уральском поднятии, представленным рифейско-вендским блоком метаморфических пород. Комплекс является уникальной кварценосной провинцией. В восточной части комплекса на площади 7х30 км² размещено около 3000 кварцевых тел, сложенных гранулированным и молочно-белым кварцем. Наиболее детально геологическое строение комплекса приведено в работах Г.А. Кейльмана, А.И. Белковского, В.И. Ленныха [2, 3, 4]. Результаты изучения гранитоидов Уфалейского блока представлены в работах Шардаковой с соавторами [8, 9, 10, 11]. Геология и условия образования кварцевых тел и слюдяных пегматитов описаны в работах Е.П. Мельникова с соавторами, В.Н. Огородникова и др, Ю.А. Поленова [5, 6, 7], В.Н. Анфилова с соавторами [1]. Согласно Г.А. Кейльману в пределах комплекса выделяются две структурные единицы: гнейсовое ядро и его сланцевое обрамление [3]. В ядре комплекса залегают гнейсовидные плагиоклазовые амфиболиты уфалейской свиты. Подчиненное значение имеют слюдяные гнейсы. Уфалейская свита делится на две подсвиты – егустинскую и слюдяногорскую. Егустинская свита, слагающая восточную часть комплекса на 60% сложена амфиболитами. Предполагается, что амфиболиты представляют собой метаморфизованные эффузивы и туфы основного состава. Вторая группа пород по Г.А. Кейльману представлена лейкократовыми гранито-гнейсами апогранитного состава [3]. История геологического развития Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса отражена в абсолютном возрасте слагающих комплекс пород.

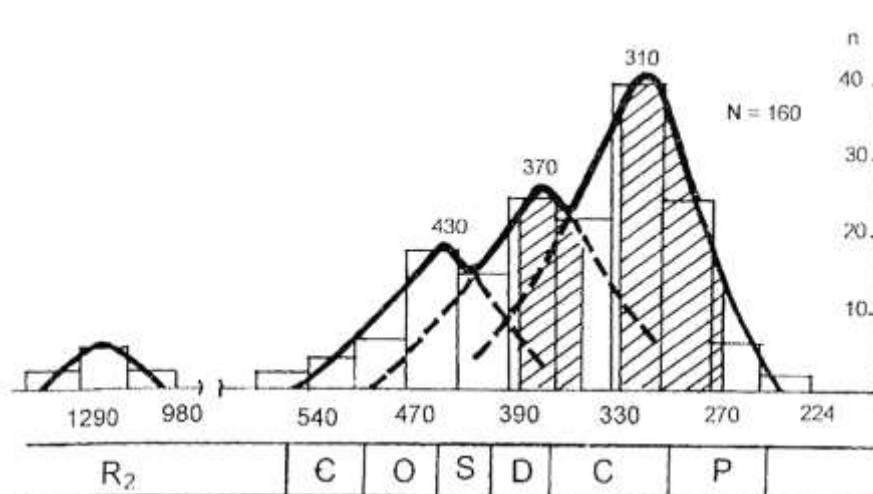


Рис.1. Гистограмма распределения значений абсолютного возраста пород Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса [6]. Заштрихованные области – возраст «мягкой» (ранней) и «жесткой» (поздней) коллизий.

На рисунке 1 приведена гистограмма распределения значений абсолютного возраста пород Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса, заимствованная из монографии В.Н. Огородникова с соавторами [6].

На гистограмме четко выделяются четыре максимума: 1290, 430, 370 и 310 млн. лет. Первый максимум можно определить как время, в течение которого породы комплекса прошли эпидот-амфиболитовую стадию регионального метаморфизма. Второй максимум соответствует времени внедрения гипербазитов и формирования Габбро-гипербазитового пояса – главного структурного элемента Уральской складчатой системы. Третий и четвертый максимумы соответствуют времени формирования на контакте с Уфалейским блоком комплекса вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород Магнитогорского прогиба. В пределах комплекса в это время происходил региональный калиевый метасоматоз, формирование многочисленных тел метагранитов и месторождений гранулированного кварца.

ГРАНИТОИДЫ УФАЛЕЙСКОГО БЛОКА

В монографии Г.А. Кейльмана приведена геологическая карта Уфалейского комплекса, на которой показан крупный массив гранита, расположенный в районе поселка Нижний Уфалей. Этот массив вместе с его обрамлением, представленным амфиболитами и гнейсами Г.А. Кейльман рассматривал как гранито-гнейсовый купол, аналогичный гранито-гнейсовым куполам, которые формируются в зонах ультраметаморфизма. При этом Г.А. Кейльман считал, что граниты в Нижне-Уфалейском куполе имеют метасоматическую природу [3].

На рисунке 2 приведена геологическая карта Уфалейского блока, заимствованная из работы Г.Ю. Шардаковой В.П. Савельева [11].

При анализе геологического строения блока обращает на себя внимание необычная форма показанных на карте тел гранита, особенно гранитного массива, расположенного в районе Нижне-уфалейского пруда. Эти граниты залегают в амфиболитах слюдяногорской свиты и содержат включения амфиболитов, сохраняющие первичные элементы залегания. Первоначально Нижне-Уфалейский массив представлялся как изометричное тело, залегающее в центре гранито-гнейсового купола [3]. В результате ревизионных работ, выполненных ОАО Челябинскгеосъемка, массив приобрел форму, показанную на рисунке 2. Плохая обнаженность и отсутствие на территории массива крупных выходов гранита позволяет усомниться в том, что и эта форма является корректной. В серии работ Г.Ю. Шардаковой с соавторами, посвященных гранитоидам Уфалейского блока основное внимание обращено на их геохимические характеристики [9, 10,

11]. Их главным недостатком является отсутствие результатов петрографического изучения пород и характера их взаимодействия с вмещающими гнейсами и амфиболитами.



Рис.2. Геологическая карта Уфалейского блока и его обрамления, по материалам [11], масштаб 1 : 200 000.

1 – таганайская свита: слюдистые кварциты, слюдисто-кварцевые сланцы с гранатом, ставролитом, силлиманитом (RF₂); 2 – куртинская свита: гранат-слюдяно- кварцевые сланцы, графитовые и слюдистые кварциты, амфиболиты гранатовые и цоизитовые (RF₂); 3 – слюдяногорская свита: амфиболиты, нлагниогнейсы биотит-амфиболовые, гранито-гнейсы и мигматиты (PR₁); 4 – егустинская свита: амфиболиты, нлагниогнейсы биотитовые и амфиболовые, мигматиты (PR₁); 5 –зюзельская свита: базальты, андезитобазальты, альбит-хлорит-серицитовые и углисто-кремнистые сланцы (S₁); 6 – карамалыташская + улутаусская свиты: базальты, андезиты, дациты, нлагниориолиты и их туфы (D₂₋₃); 7-12 – интрузивные образования: 7 – нироксениты и 8 – габброиды куртинского комплекса (RF₂); 9 – гранодиориты и граниты битимского комплекса (V₀), 10 – ультрабазиты сакмарского комплекса (O₃); 11 – гранодиориты и граниты уфалейского комплекса (C₁₋₂); 12 – граниты и лейкограниты кизильского комплекса (P₂). Цифры в квадратах – гранитоидные массивы: I – Нижнеуфалейский, II – Никольский. Жирной пунктирной линией с направлением падения (ГУР) и сплошными жирными линиями обозначены разрывные нарушения разных порядков.

ПЕТРОГРАФИЯ ГРАНИТОИДОВ УФАЛЕЙСКОГО БЛОКА Верхне-Уфалейский массив

На западной окраине г. Верхний Уфалей на небольшой возвышенности расположены выходы лейкократовых среднезернистых гранитов с характерной глыбовой и матрацевидной отдельностью. Граниты массива светло-серые, местами почти белые. Структура пород варьирует от средне до крупнозернистой. Встречаются граниты с порфировидной структурой, с крупными выделениями полевых шпатов, размером до 5-6 мм. Слюда представленная биотитом и небольшим количеством мусковита составляет до 5% объема породы. В шлифах порода характеризуется гипидиоморфнозернистой структурой, имеет следующий количественно-минералогический состав (объем. %): плагиоклаз – 25-35, калиевый полевой шпат (ортоклаз и микроклин) – 30-35, кварц – 30, слюда (биотит+мусковит) – 5, амфибол – 2. Акцессорные минералы представлены титанитом, апатитом, цирконом; вторичные – эпидотом, цоизитом, клиноцоизитом. Плагиоклаз наблюдается в виде таблитчатых зерен, полисинтетически сдвойникованных, часто зональных, местами деформированных. Размер зерен от 0.5-1 до 4-5 мм. По составу отвечает олигоклазу An_{24-26} . В зернах плагиоклаза часто встречаются включения сростков мусковита с кварцем.

Калиевый полевой шпат представлен ортоклазом и микроклином. Ортоклаз образует зерна таблитчатой формы, размером 2-3 мм, местами с простыми двойниками. Местами ортоклаз замещается кислым плагиоклазом, в котором в этом случае содержатся включения червеобразной формы зерен кварца – мирмикиты (рис.3а). Микроклин образует более мелкие зерна, размером 1.5-2, реже 3 мм, с полисинтетическими двойниками, образованными по альбит-периклиновому закону (микроклиновой решеткой). В зернах часто отмечаются включения плагиоклаза и кварца (рис.3б).

Плагиоклаз и ортоклаз кристаллизовались одновременно, имеют общие границы роста, местами образуют сростки. Микроклин образовался позже.

Кварц в породе расположен не равномерно, образуя местами сростки из нескольких зерен, размером до 6-8 мм. Зерна деформированы, содержат внутризерновые трещины и следы пластической деформации, в виде волнистого погасания и блокирования. Местами образуется поздний кварц, возникающий по полосам деформации в зернах исходного кварца. Он характеризуется меньшими размерами, прямолинейными границами, однородным погасанием отсутствием следов деформации и газовой-жидких включений. В процессе автотасоматоза образуется кварц третьей генерации, образующий мирмикиты.

Слюда представлена пластинками и табличками биотита, размером до 3-4 мм, окрашенных в коричневый цвет, резко плеохроирующих до соломенно-



Рис.3. Лейкократовый гранит: а – гипидиоморфная структура; б – микроклин с включениями плагиоклаза и кварца; в – кварц-мусковитовые симплектиты в плагиоклазе; г – кварц-цоизитовые и кварц-эпидотовые симплектиты. Фото шлифа ВУЗ/18 с анализатором.



Рис.4. Контакт амфиболитов и гранитов. Граниты Нижне-Уфалейского пруда желтого.

Биотит замещается мусковитом, образующим сростки с червеобразным (рис.3в) кварцем, и в отличие от мусковита сростков с кварцем не образует. В ассоциации с кварц-мусковитовыми сростками повсеместно встречаются кварц-цоизитовые и кварц-эпидотовые симплектиты (рис.3г).

На западном склоне горы наблюдается контакт гранитов и вмещающих амфиболитов. Повсеместно вдоль зоны контакта отмечается проникновение гранитных апофиз в амфиболиты. На контакте с амфиболитами граниты изменены, часто обогащены биотитом, образуют апофизы во вмещающих амфиболитах, в которых граниты представлены мелкозернистыми разновидностями (рис.4).

Результаты петрографического изучения гранитов Верхне-Уфалейского массива, их минералогический состав, структурно-текстурные особенности и характер взаимоотношения с вмещающими породами свидетельствуют о том, что данные граниты являются типичными магматическими интрузивными породами. Отсутствие закаленных контактов и характер взаимодействия гранитов с амфиболитами свидетельствует о том, что Верхне-Уфалейские граниты внедрились в породу, прогретую до температуры выше 400°C. Эти граниты мы рассматриваем как эталон классических магматических гранитов, который следует использовать для сравнения с гранитами массива в районе Нижне-Уфалейского пруда.

На рисунке 5 приведена геологическая схема Нижне-Уфалейского гранитного массива, заимствованная из работы Ю.Л. Ронкина с соавторами [8].

В отличие от гранитов Верхнего Уфалея Нижне-Уфалейские граниты не образуют сплошного тела. Они наблюдаются в виде отдельных выходов небольшого размера ориентированных в северном направлении. Показанные в работе [8] сплошные участки, сложенные гранитами, в действительности представлены небольшими выходами, указанными на схеме как точки отбора образцов гранита, между которыми залегают тела амфиболитов. Петрография Нижне-Уфалейских гранитов принципиально отличается от гранитов Верхнего Уфалея.

(Обр. НУ1/17 и НУ2/17). Образцы отобраны на северо-западном берегу Нижне-Уфалейского пруда. Внешне это светлые, неравномерно зернистые породы с гнейсовидной текстурой, подчеркнутой ориентированным расположением разобщенных изогнутых полосок темного цвета, сложенных скоплением мелких зерен темноцветных минералов. В шлифе структура неоднородная, изменяясь от микро-, мелкозернистой до среднезернистой, оставаясь везде неравномерно зернистой. Более крупные выделения ортоклаза и микроклина местами создают порфиробластическую, а реликтовые обломки плагиоклаза или кварца – порфирокластическую структуру. Соответственно основная ткань имеет микрогранобластовую и лепидогранобластовую или гранокластовую структуру.

Размер порфиробласт ортоклаза не превышает 3 мм (рис.6а). Зерна

таблитчатой формы, деформированные, содержат многочисленные включения кварца, эпидота и цоизита (рис.6б). Зерна микроклина редко имеют идиоморфный облик. Они всегда встречаются в парагенезисе с альбит-кварцевым агрегатом (рис.6в). Порфирокласты плагиоклаза представлены обломками зерен, интенсивно деформированных, с включениями эпидота и мусковита. Обычно плагиоклаз полисинтетически сдвойникован, по составу отвечает андезину An_{32-34} . Местами в породе встречаются скопления мелких зерен титанита, обычно в ассоциации с эпидотом и (или) цоизитом, приуроченные к альбит-кварцевому мелкозернистому агрегату, часто с пластинками мусковита (рис.6г).

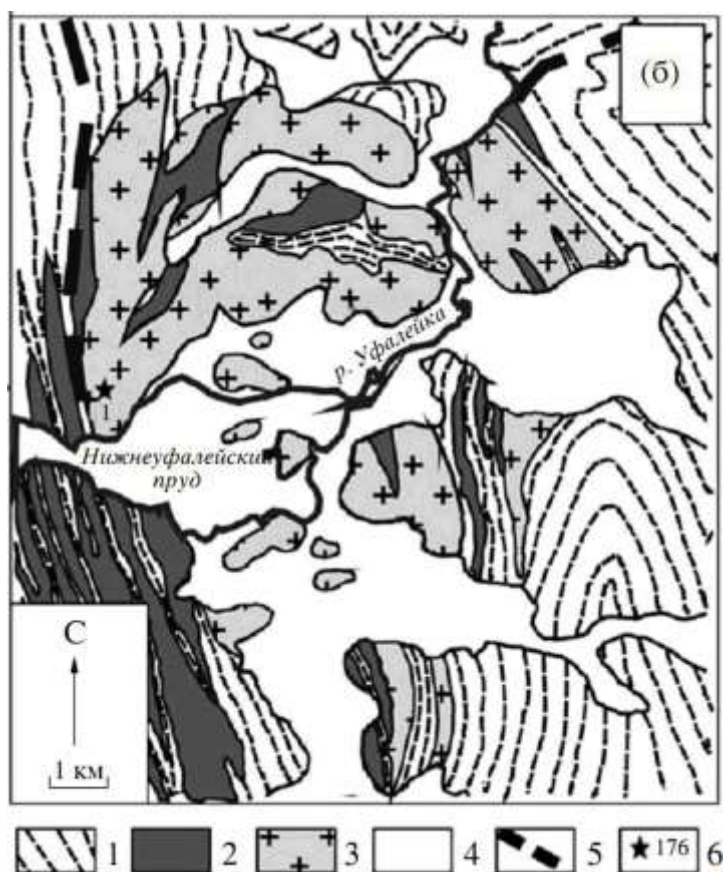


Рис.5. Геологическая карта Нижнеуфалейского массива и его обрамления [8].

1 – гнейсы среднего и кислого состава; 2 – амфиболиты; 3 – гранодиориты и граниты; 4 – четвертичные отложения; 5 – разрывные нарушения; 6 – места отбора проб для изотопного датирования.

Присутствие в породе слоев (полосок) с реликтами амфибола, скоплениями зерен цоизита, эпидота и титанита, образовавшиеся по амфиболу в процессе регионального метаморфизма, и структурные особенности породы (порфиробластовая и кластопорфировая структура)

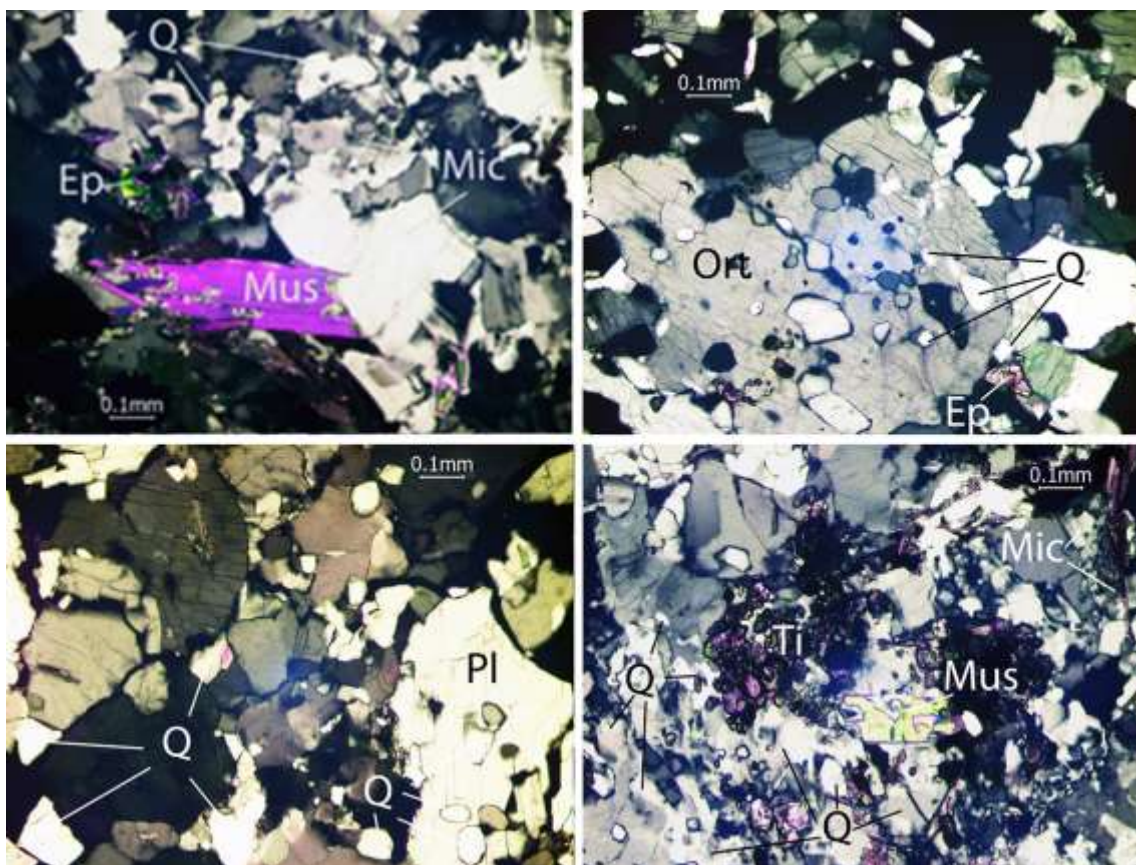


Рис.6. Нижне-уфалейский гранит: а – корродированные зерна кварца; б – деформированное зерно ортоклаза с включениями кварца, эпидота и цоизита; в – зерна микроклина в мелкозернистом кварцевом агрегате; г – скопления титанита в ассоциации с эпидотом. Фото шлифа НУ1/17 с анализатором.

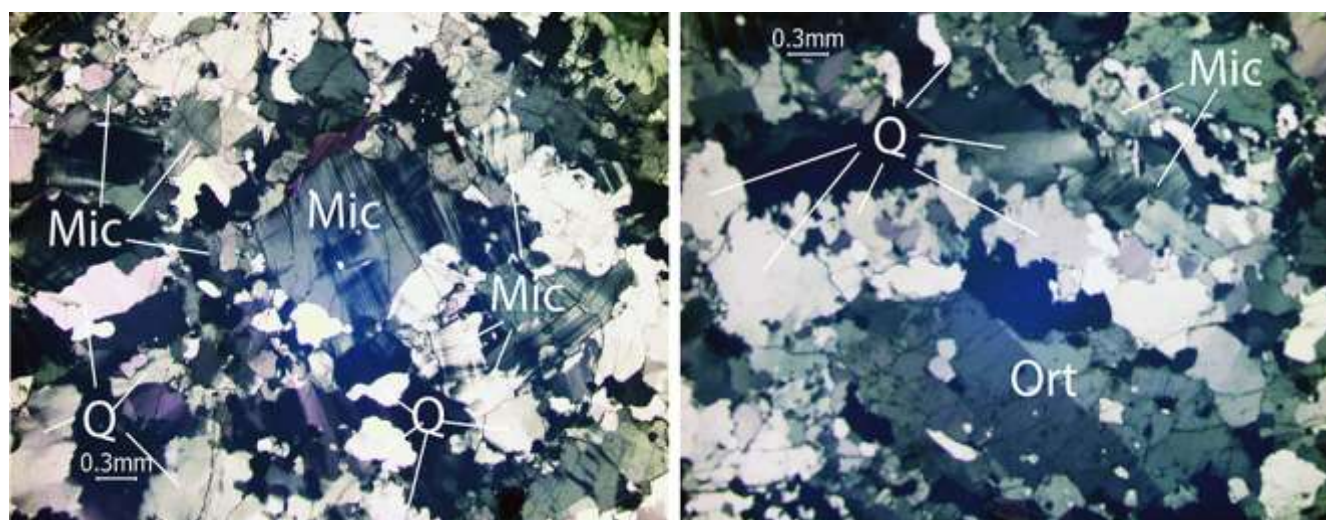


Рис.7. Гранит: а – порфиробластовая структура породы с выделением микроклина; б – порфирокластовая структура с деформированным двойником ортоклаза. Фото шлифа НУ5/18с анализатором.

позволяют предположить, что порода представляет собой кварц-полевошпатовый метасоматит образованный по гнейсу. **Образец НУ5/18.** Образец гранита отобран на южном берегу Нижне-Уфалейского пруда. Розовато-серая порода, неравномерно зернистая с линзовидными обособлениями темно-серого цвета, часто с размытыми границами. Обособления ориентированы в одном направлении, создают гнейсовидную текстуру. В шлифе порода характеризуется неравномерно зернистой структурой. В одних местах структура порфириовидная с выделениями зерен полевого шпата или скоплениями кварца, создающими обособления, размером от 5-6 мм до 1 см. в других – мелкозернистая, состоящая из зерен кварца, микроклина и плагиоклаза. Соотношение главных породообразующих минералов переменное: местами преобладает микроклин, местами плагиоклаз. Калиевый полевой шпат представлен микроклином и ортоклазом. Микроклин преобладает, составляя в среднем 40% объема породы. Размер зерен колеблется в широких пределах от 0.1-0.2 мм до 3-4 мм. Более крупные зерна создают порфириовидную структуру (рис.7а). Мелкие зерна обычно неправильной формы, ассоциируют с кварцем, местами с плагиоклазом.

Ортоклаз встречается реже, составляя около 5% объема породы. В порфириовидных выделениях представлен сдвойникованными зернами, интенсивно деформированными (рис.7б), с включениями кварца и часто в ассоциации с кварцем. Размер выделений до 3-4 мм.

Плагиоклаз составляет около 10% объема породы, представлен мелкими зернами таблитчатой и неправильной формы, с полисинтетическими двойниками. Размер зерен 0.05-0.1, реже 1 мм. По составу отвечает олигоклазу An_{20-22} .

Кварц в породе преобладает, составляя ~ 45% объема породы. Он представлен двумя генерациями. Кварц первой генерации – зерна разной формы: удлиненной, неправильной, но близкой к изометричной размером от 0.01-0.03 мм до 4-5 мм, погасание волнистое. Кварц второй генерации – мелкие зерна с прямолинейными границами, однородным погасанием, без следов деформации. Такой кварц формирует обособления, создающие видимость порфириовидных выделений. Макроскопически темные обособления в шлифе представлены ассоциацией пластинок биотита с включениями титанита, эпидота и цоизита. Подобные обособления являются реликтами полностью измененного амфиболита.

Кварц-полевошпатовые породы с полосчатой текстурой практически не отличаются от гнейсовидных разновидностей. Порода в целом интенсивно брекчирована и состоит из прослоев и линз. В линзах структуры различаются. В одних линзах структура порфиробластовая или бластопорфировая. Как мы отметили выше, небольшие тела, которые авторы [8] описывают как граниты, ассоциируют с телами метасоматически измененных амфиболитов. Ниже приведено петрографическое описание этих

пород.

Присутствие многочисленных включений в порфиробластах, сложенных полевыми шпатами, характер взаимоотношения плагиоклаза и ортоклаза, форма порфиробласт, все это свидетельствует о метасоматическом происхождении порфиробласт, образовавшихся по амфиболиту.

Образец НУ1/18. Макроскопически темно-серая порода с

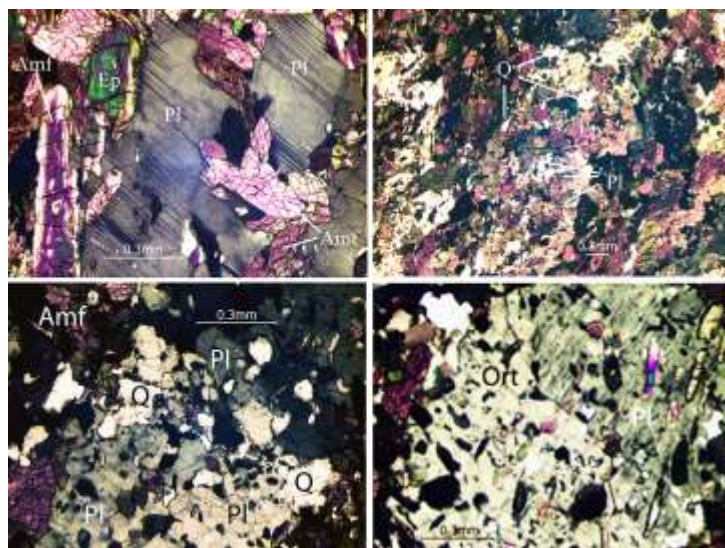


Рис.8. Порфиробластовый амфиболит: а – плагиоклаз с включениями амфибола; б – плагиоклаз с включениями амфибола, эпидота и кварца; в – плагиоклаз с включениями амфибола и кварца; г – порфиробласта ортоклаз-плагиоклазового состава. Фото шлифа НУ1/18 с анализатором.

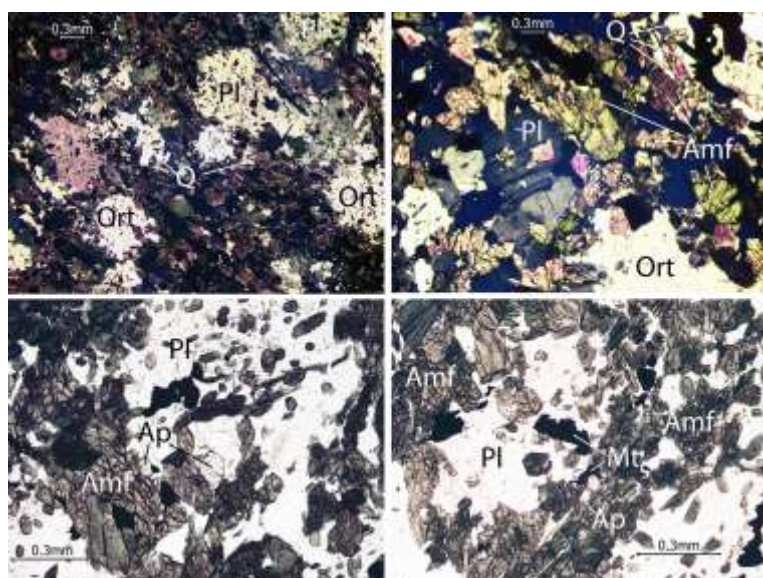


Рис.9. Порфиробластовый амфиболит: а, б – порфиробласты ортоклаза и плагиоклаза; в, г – апатит и магнетит в порфиробластах. Фото шлифа НУ3/18: а, б – с анализатором; в, г – без анализатора

обособлениями полевых шпатов, размером 2-3 мм, составляющими около 20% объема породы.

В шлифе порода представлена мелко-среднезернистым амфиболитом, сложенным идиоморфными зернами обыкновенной роговой обманки размером 0.1-0.5, реже 1.0 мм с нематогранобластовой структурой. В амфиболите находятся обособления округлой и неправильной формы с зубчатыми границами размером 1-4 мм. Они сложены полевыми шпатами. Это могут быть обособления, состоящие из плагиоклаза, ортоклаза или обоих минералов, нередко с примесью разного количества зерен кварца.

Порфиробласты плагиоклаза представлены зернами полисинтетически сдвойникованными, отвечающими по составу олигоклазу An_{18-20} . Границы зерен обычно зубчатые, зерна содержат включения амфибола (рис.8а). В некоторых порфиробластах включений много и они представлены не только амфиболом, но и эпидотом, цоизитом, хлоритом и кварцем (рис.8б). Встречаются порфиробласты плагиоклаза, переполненные включениями кварца (рис.8в).

Отмечаются порфиробласты, состоящие из плагиоклаза и ортоклаза (рис.8г). Они кристаллизовались одновременно, что подтверждается сингенитичной границей срастания. Оба минерала густо насыщены включениями кварца, амфибола, цоизита, титанита и магнетита.

Присутствие многочисленных включений в порфиробластах, сложенных полевыми шпатами, характер взаимоотношения плагиоклаза и ортоклаза, форма порфиробласт, все это свидетельствует о метасоматическом происхождении порфиробласт, образовавшихся по амфиболиту.

Образец НУЗ/18. В шлифе амфиболит напоминают тневые мигматиты по структуре и характеру взаимоотношения порфиробласт и вмещающей амфиболитовой матрицы. Порфиробласты составляют около 50% объема породы, форма округло-овальная или неправильная, если порфиробласты соприкасаются (рис.9б).

Порфиробласты состоят из ортоклаза, плагиоклаза и кварца. Отмечаются мономинеральные порфиробласты, представленные одним минералом или сложные, и обычно с преобладанием ортоклаза. Во всех минералах находятся включения кварца, амфибола, цоизита, эпидота, титанита.

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ КВАРЦЕВЫХ ТЕЛ

Как мы отметили выше в восточной части Уфалейского блока установлено более 3000 больших и малых кварцевых тел. Уникальной особенностью их геологического строения является то, что все они залегают в амфиболитах (рис.10).

Не смотря на широкое распространение гранитизированных гнейсов кварцевые тела в них не образуются. Кварцевые тела в амфиболитах либо

образуют блоки в кварц-полевошпатовом пегматоиде, либо расположены в

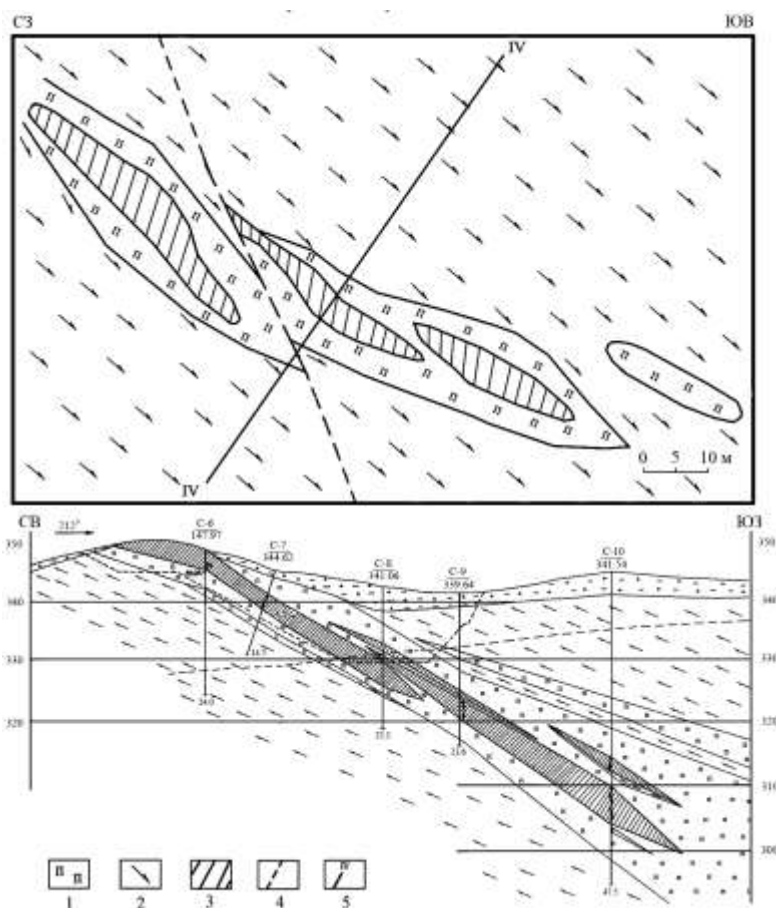


Рис.10. Геологический план горизонта 340 м и разрез по линии IV-IV жилы 2136.

1 – пегматоиды; 2 – амфиболиты; 3 – жильный гранулированный кварц; 4 – разломы; 5 – разрез по линии IV-IV.

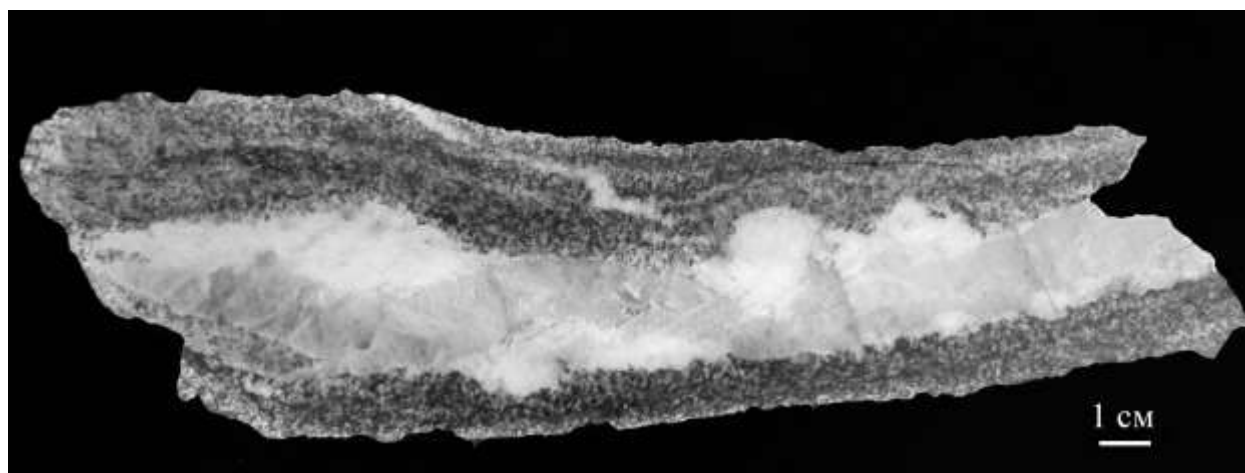


Рис. 11. Миниатюрное кварцевое тело в кварц-полевошпатовом пегматоиде, образованном в амфиболите.

центральной части пегматоида. На рисунке 11 показано миниатюрное кварцевое тело, образованное в амфиболите. Такое строение имеют все кварцевые тела Уфалейского блока, в том числе жила 175 – самое крупное месторождение гранулированного кварца. Механизм образования кварцевых тел в амфиболите показан нами на примере жилы 2136 [1]. Особенности геологического строения и петрография вмещающих пород позволяют утверждать, что на примере жилы 2136 мы наблюдаем классическую метасоматическую зональность (рис. 12).

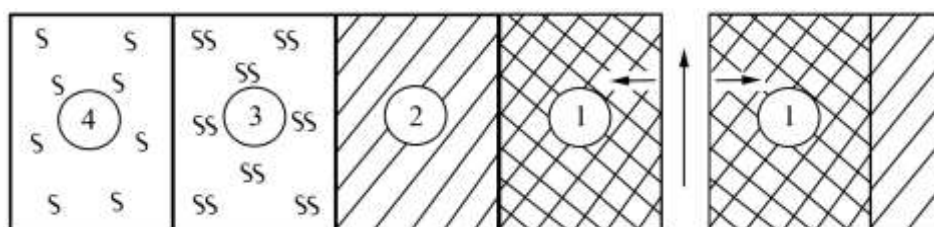


Рис.12. Схема метасоматической зональности в жиле 2136.

1 – кварцевое ядро; 2 – полевошпатовый пегматоид; 3 – биотитовый сланец; 4 – амфиболит.

Стрелками показано направление движения раствора.

Процесс метасоматоза развивался в направлении от трещины, являющейся подводным каналом, в сторону амфиболита. Первой, непосредственно у трещины, образовалась зона мономинерального кварца, которая в процессе переработки амфиболита раствором сменилась зоной полевошпатового пегматоида, а затем зоной биотитового сланца. По мере развития процесса зоны перемещались в направлении амфиболита и объем кварцевого ядра увеличивался. Одновременно происходила перекристаллизация кварца и формирование в кварцевом ядре участков, сложенных гранулированным кварцем. Присутствие в пегматоиде карбонатов свидетельствует о том, что раствор, в котором переносился кварц, имел углекислотно-щелочной состав. Эта метасоматическая зональность наблюдается, практически, на всех месторождениях кварца Уфалейского блока.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анфилогов В.Н., Кабанова Л.Я., Игуменцева М.А., Никандрова Н.К. Геологическое строение и генезис кварцевых жил уфалейского комплекса на примере жилы 2136 // Доклады Академии наук. 2016. т. 466. № 4. с. 443-446.
2. Белковский А.И. Геология и минералогия кварцевых жил Кыштымского месторождения. Миасс. Из-во УрО РАН. 233 с.

3. **Кейльман Г.А.** Мигматитовые и комплексы подвижных поясов. М.: Недра. 1974. 200 с.
4. **Ленных В.И.** Доуралиды зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала // *Метаморфизм и тектоника западных зон Урала*. Свердловск. УНЦ АН СССР. 1984. С. 21-42.
5. **Мельников Н.И.** Термодинамические условия образования пород Уфалейского гнейсового комплекса // *Проблемы биминеральной геотермометрии*. Свердловск УНЦ АН СССР. 1976. С. 106-126.
6. **Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А.** Минерагения шовных зон Урала. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс (Южный Урал). Екатеринбург. ИГГ УрО РАН-ИГГУ. 2007. 187 с.
7. **Поленов Ю.А.** Эндогенные кварцевц-жильные образования Урала. Екатеринбург. 2008. 269 с.
8. **Ронкин Ю.Л., Шардакова Г.Ю., Маслов А.В., Шагалов Е.С., Лепихина О.П.** Гранитоиды Уфалейского блока (Южный Урал): Sr-Nd изотопная систематика, геодинамическая позиция, генетические реконструкции // *Стратиграфия, геологическая корреляция*. 2009. Т. 17. № 2. С. 29-37.
9. **Шардакова Г. Ю.** Состав минералов и условия формирования гранитоидов Битимского комплекса (Никольский массив, Уфалейский блок) // *Ежегодник-2014*. Тр. ИГГ УрО РАН. вып. 162. 2015. С. 144–147
10. **Шардакова Г.Ю.** О геолого-геохимической эволюции гранитоидного магматизма Уфалейского антиклинория (Средний-Южный Урал) // *Материалы Всероссийской конференции*. Петрозаводск. 2007 С. 425-428.
11. **Шардакова Г.Ю., Савельев В.П.** Полихронные гранитоиды Никольского массива как отражение сложной геологической истории Уфалейского блока // *Ежегодник-2009*. Тр. ИГГ УрО РАН. вып. 157. 2010. С. 93–96.

Щелочной магматизм в Крыму (краткая петрографо-минералогическая характеристика)

Тищенко А. И., Пасынков А. А., Вахрушев Б. А.

Таврическая академия (структурное подразделение) ФГАОУ ВО «Крымский федеральный университет имени В.И. Вернадского»

Абстракт. В статье рассмотрены особенности магматических образований развитых на территории крымского полуострова и прилегающей акватории Черного моря. Кроме континентальных структур также описаны особенности Ломоносовского подводного палеовулканического массива, как район развития субщелочных магматических пород. Описаны некоторые минералы умеренно-щелочного ряда, встреченные в Гераклеийской группе субвулканических образований, в островодужных среднеюрских породах Петропавловского массива и Карадагского среднеюрско – раннемелового субвулканического комплекса западной, центральной восточной части Горного Крыма.

Ключевые слова: щелочной магматизм, минералогический состав, Крымский полуостров, Ломоносовский подводный палеовулканический массив.

Alkaline magmatism in Crimea (brief petrographic and mineralogical characteristics)

**Tishchenko Alexander Ivanovich., Pasyнков Anatoly Andreevich,
Vakhrushev Boris Alexandrovich**

V.I. Vernadsky Crimean Federal University

Abstract. The article describes features of magmatic formations developed on a territory of the Crimea peninsula and the surrounding waters of the Black sea. Besides continental structures, features of the Lomonosovsky underwater paleovolcanic massif had been also described as a region of subalkaline magmatic rocks development. Several minerals of the moderately alkaline series occurred in the Gerakleisky group of subvolcanic formations and in the island arc middle-Jurassic rocks of the Petropalovsky massif and the Kargadsky middle-Jurassic-early-Cretaceous subvolcanic complex of West, Central and East parts of the mountain Crimea.

Keywords: alkaline magmatism, mineralogical composition, Crimea peninsula, Lomonosov underwater paleovolcanic massif

Особенностью геологического строения покровно-складчатого сооружения Крыма – фрагмента Альпийско-Гималайской складчатого пояса, является резкое преобладание осадочных формаций (~90%) над магматическими образованиями (~10%). Тем не менее, в Крыму известны магматические (интрузивные и субвулканические) образования протерозойского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста.

Магматические образования Крыма изучаются вот уже более 300-х лет, начиная с первых научных экспедиций в Крым известного немецкого учёного-энциклопедиста, естествоиспытателя и путешественника, действительного члена Петербургской Императорской Академии наук Петра Симона Палласа. Тем не менее, многие вопросы петрографии и петрологии магматических образований Крыма являются предметом дискуссий и по сей день.

В Крыму, в коренном залегании, наибольшее развитие имеют магматические породы основного и среднего ряда, в меньшей степени – кислого ряда. Умеренно-щелочные и щелочные породы в геологических образованиях Крыма мало распространены или крайне редки (собственно щелочные породы) и, в силу этого, изучены недостаточно.

Так, **протерозойские магматические образования** представлены Сивашским плутоническим комплексом, который развит в северной части Равнинного Крыма и вскрыт единичными скважинами на больших (до 4500 м) глубинах. Возраст комплекса мезопротерозойский, 1200 - 1425 млн. лет, он представлен существенно калиевыми аляскитами.

Трахидолериты отмечены в составе **палеозой-мезозойских магматических образований**, которые представлены Новоселовским субвулканическим пикрит-андезитовым комплексом. Он вскрыт рядом структурно-картировочных скважин среди метаморфических сланцев нижнего карбона (~350 млн. лет) фундамента Симферопольского и Новоселовского поднятий. Представлен указанный комплекс штоками, маломощными дайками и жиллообразными телами серпентинизированных порфировидных пикритов, базальтов, андезибазальтов, андезитов и трахидолеритов.

Щелочные или умеренно-щелочные породы не отмечены в **ранне - среднеюрских магматических образованиях**, которые выделены в Северокрымский плутонический габбро-плагиогранитовый комплекс, прорывающий среднеюрские отложения центральной части Равнинного Крыма. Вскрывается структурно-картировочными скважинами на глубинах более 2000 м, мощность интрузивных жильных тел и даек составляет 30 - 70 м. Они сложены диоритами, габбро-порфиритами, микрогаббро, плагиогранитами. Отнесение к ранне - среднеюрскому возрасту подтверждено значениями абсолютного возраста диоритовых даек (190 млн. лет, ранняя юра) и гранитов (161 млн. лет, верхняя юра).

Среднеюрские магматические образования широко распространены и наиболее изучены в Горном Крыму. Они представлены гипабиссальными интрузивами габбро-долеритов и габбро-диоритов, обычно пересыщенных кремнеземом, и сопровождающими их дайками и малыми интрузиями долеритов и кварцевых долеритов. К ним относятся преобладающая часть интрузивных массивов Южного берега Крыма, почти все интрузивные массивы в субмеридиональной полосе от Южнобережья к г. Симферополь, многочисленные дайко- и штокообразные тела т.н. Качинского поднятия.

Умеренно-щелочные породы в составе среднеюрских магматических образований развиты незначительно. Так, наиболее ранняя фаза Гераклейской группы субвулканических образований представлена дайкоподобными телами пикритов и пикробазальтов. В Петропавловском карьере (окрестности Симферополя) описаны островодужные позднебайосские – позднекелловейские образования - трахибазальты, андезибазальты, трахиандезибазальты, андезиты, трахиандезиты.

Наибольший «вес» умеренно-щелочных пород установлен в составе образований Карадагского среднеюрско – раннемелового островодужного субвулканического комплекса восточной части Горного Крыма. Так, оливинные трахибазальты наряду с базальтами, долеритами и трахиандезибазальтами образуют I-ую фазу указанного комплекса. Трахибазальты, тефриты и оливинные тефриты известны в составе II-ой фазы отмеченного комплекса, где образуют серию даек и некков вместе с биотит-пироксеновыми и другими трахиандезидацитами («кератофирами»), андезитами, дацитами, риодацитами, трахитами, базальтами (мелафирами).

В последнее время [2], в габброидах Кушнарёвского (Бахчисарайский район) и Петропавловского (окрестности Симферополя) интрузивов, были отмечены маломощные дайки кайнотипных **флогопитовых минетт** и **эгириновых марганцовисто-железистых карбонатитов**, которые интерпретируются («напоминают» - по авторам) как послемеловые мантийные платформенные щелочные образования.

Флогопит минетт богат титаном (TiO_2 до 6.77 мас. %), обогащён хромом (Cr_2O_3 до 2.14 мас. %) и барием (BaO до 1.13 мас. %).

Минеральный состав карбонатитов: преобладают Fe-Mn кальцит и манганокальцит, кутнагорит, Mn-Fe доломит, эгирин, встречены также магнезиоарфведсонит, Cu-Fe сфалерит, хлорфторапатит, халькопирит, бадделеит. Поздние образования карбонатитов – гематит и кварц (по эгирину), Fe-Ca родохрозит, Ca-Mg сидерит, Zn алабандин, цельзиан, Th-содержащий монацит, циркон (по бадделеиту), пироксферроит, Mn-Ca грюнерит, мангангрюнерит (даннеморит), олмиит, Mn-доминантный хольцштамит, галенит. Карбонатиты окружены ореолом фенитов, их минеральный состав - альбит, калиевый полевой шпат, щелочной амфибол.

Недавно, впервые в Крыму диагностированы (Касаткин А.В., Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН) в качестве небольшой

примеси в составе отобранных нами сезонных сульфатных корок в зоне окисления сульфидной минерализации в среднеюрских вулканогенных породах окрестностей мыса Фиолент (Юго-Западный Крым) калиофилит KAlSiO_4 и кальсилит KAlSiO_4 . Основные линии рентгенограммы калиофилита Фиолента $[d, \text{Å}(I, \%)$: 4.29, 3.76, 3.09, 3.04, 2.82, 2.62, 2.13 соответствуют эталонному каолиофилиту из Vesuvius (Italy) 4.26(15), 3.76(12), 3.09(100), 3.02(12), 2.814(12), 2.593(30), 2.131(25). Основные линии рентгенограммы кальсилита Фиолента $[d, \text{Å}]$: 4.36, 4.01, 3.09 (очень сильная), 2.57, 2.48, 2.22 соответствуют эталонному кальсилиту 4.351(12), 3.973(45), 3.118(100), 2.579(50), 2.472(15), 2.175 (17).

Как известно, калиофилит отмечен в щелочных пирокластах вулкана Везувий (Италия) и в щелочных вулканитах Альбанских гор (Италия). Кальсилит более распространен и известен как породообразующий минерал щелочных пород ультракалиевого ряда (вулканиты Восточно-Африканского рифта; лавовые потоки Тосканской и Римской вулканических областей, Италия; рифтовая зона Юго-Западной Мексики; нижнемеловые ультракалиевые ультраосновные лавы и вулканокластиты штата Минас-Жерайс, Бразилия; кольцевые дифференцированные интрузии Байкальской щелочной провинции – Сыннырский массив, Тажеранский щелочной комплекс, Мурунский массив и др.). Эти минералы требуют новых находок и дальнейшего их изучения, так как они могут свидетельствовать о наличии щелочных пород ультракалиевого ряда или их ксенолитов в составе магматических образований района мыса Фиолент.

Вне континентального Крыма областью развития в том числе и субщелочных пород является Ломоносовский подводный палеовулканический массив (далее – ЛПМ), который был обнаружен при морских геологических исследованиях континентального склона в 1989 г. в 45 милях к юго-западу от Севастополя [3]. ЛПМ является подводным продолжением юго-западной части субширотных орогенных структур Горного Крыма. ЛПМ сложен преимущественно магматическими породами различных фаций глубинности. Осадочные породы распространены мало и представлены филлитовидными аргиллитами карбона, трехкомпонентным таврическим флишем, верхнемеловыми карбонатными глинами и мергелями, нижнемиоценовыми известняками. Установленная протяженность массива составляет 44 км, а ширина около 6 км (по меридиану 33°). Подножие склоновой поверхности ограничено с запада изобатами 1550-1600 м, а с востока - 1700-1750 м (рис.1).

Многолетнее изучение ЛПМ позволило составить картину распределения магматических горных пород в его пределах. В самой нижней части склона на глубинах 1400-1750 м в восточной и центральной частях ЛПМ располагаются обособленные выходы полнокристаллических плутонических пород - габбро, диоритов, кварцевых диоритов, тоналитов и плагиогранитов. В средней части склона и в нижней там, где нет плутонитов

(в общей сложности на глубинах от 1700 до 800 м), обнажаются многочисленные эффузивные породы, представленные тремя сериями: бонинитовой, известково-щелочной и шошонитовой. Две первые серии включают полный набор вулканитов от базальтов до плагиориолитов и развиты в восточной и центральной частях массива, а шошонитовая серия охватывает основные и средние субщелочные вулканиты и слагает западную часть массива.

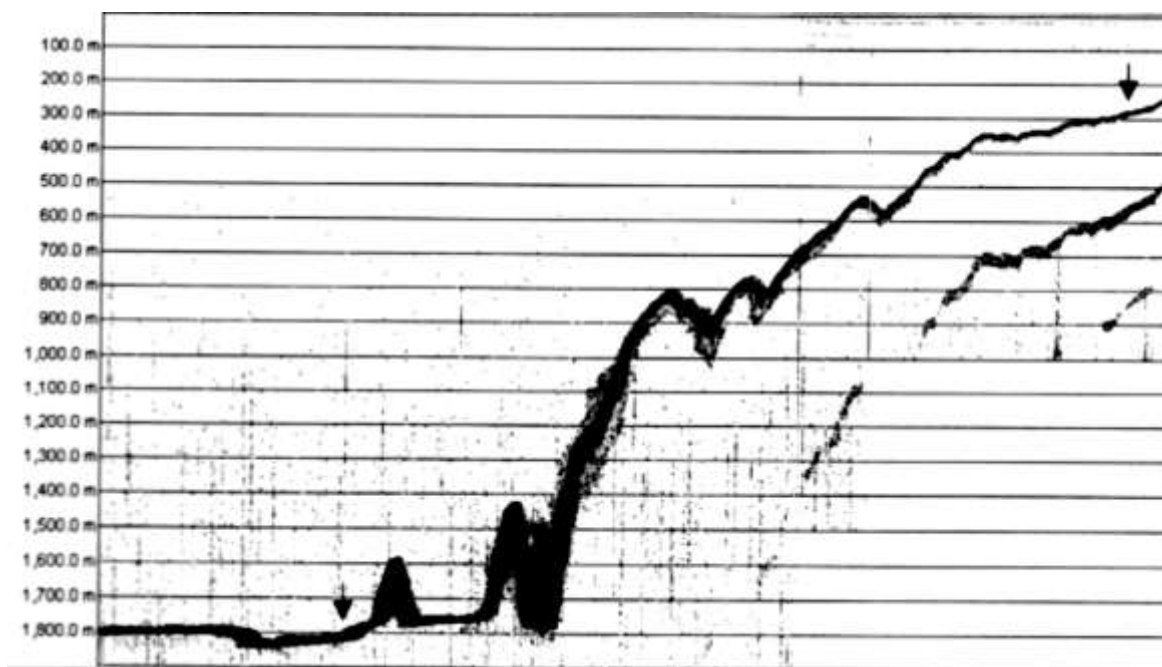


Рис. 1. Эхограмма профиля континентального склона через ЛПМ

Породы этой серии представлены рядом основных и средних субщелочных пород: абсарокит – шошонит – трахиандезибазальт (банакит) – трахит [4]. По мнению Е.Е. Шнюковой, особенности петрографического состава пород заключаются в участии калиевого полевого шпата (санидина) в строении фенокристаллов плаггиоклаза и формировании биминерального вкрапленника. Вокруг фенокристов плаггиоклаза существует еще и плаггиоклазовая оторочка, что характерно исключительно для шошонитовых пород. Эти особенности объясняются значительными колебаниями щелочности магмы.

Наиболее мощная толща магматических пород расположена на востоке ЛПМ. Выходы кислых plutonic пород («океанических плаггиогранитов») формируют в самой нижней части склона обособленный выступ высотой около 200 м, отделенный горизонтальной площадкой от выходов разнообразных вулканических пород (базальтов, андезибазальтов, андезитов, плагиориодацитов, плагиориолитов).

В 7-м рейсе НИС «Киев» (1997) на западном фланге ЛПМ

драгированием была поднята глыба коренных пород (Пасынков, Шнюкова, 2003), которая по генезису представляет собой гравигенно-тектоническую брекчию или терригенный мономиктовый меланж, связанный с чешуйчато-надвиговыми деформациями.

ВЫВОДЫ:

Приведённые данные говорят о том, что магматические породы являются важной составляющей геологического строения Крымского полуострова и прилегающих акваторий Черного моря. Их наличие во многом определило особенности развития геологических структур региона и особенности рельефа. Особенно интересны с точки зрения щелочного магматизма являются структуры островодужных комплексов, сформированных в субдукционных зонах различных эпох эволюции океана Тетис. Особенно это касается Ломоносовского подводного палеовулканического массива, связанного с вулканоплутоническим Южно-Черноморским поясом, возникшим в конце мела - начале палеогена вследствие квазисубдукции океанической коры Неотетиса. Фронтальной частью палеоостровной дуги ЛПМ являлся уступ континентального склона Черного моря в районе Крымского полуострова. Здесь, в силу различий в петрофизических свойствах магматических структур, образуются крупные контрастные формы подводного рельефа, сопоставимые с формами аккреционной призмы в условиях проявления чешуйчато-надвиговых деформаций. Выявленные особенности щелочного минералообразования дают перспективу на дальнейшее изучение особенностей их образования и распространения в магматических формациях Крымско-Черноморского региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Пасынков А.А., Шнюкова Е.Е.** Проявление меланжа на континентальном склоне Черного моря // Геофизический журнал. 2003. № 2. Т. 25. С.145 - 148.
2. **Спиридонов Э.М.** Неоальпийская активизация в киммеридах Горного Крыма: минидайки флогопитовых минетт и эгириновых Mn-Fe карбонатитов, телетермальная Sb-Hg и Au-Hg минерализация // «Основные проблемы в учении об эндогенных рудных месторождениях: новые горизонты». Всероссийская конференция, посвященная 120-летию со дня рождения выдающегося российского ученого академика А.Г. Бетехтина. Москва, 20-22 ноября 2017 г. Материалы конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2017. С. 53-56.
3. **Шнюков Е.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е.** Палеоостровная дуга севера Черного моря. Киев: изд. НАН Украины, ОГМОР ННПМ, 1997. 287 с.
4. **Шнюкова Е.Е.** Магматизм зоны сочленения Западно-Черноморской впадины, Горного Крыма и Скифской плиты. Киев: Наукова думка, 2016. 235 с.

Мантийная литосфера Приазовья, Украинский щит

Ащепков И. В.¹, Владыкин Н. В.², Калашник А.С.³,
Медведев Н. С.⁴, Сапрыкин А. И.¹

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск,

²Институт геохимии СО РАН, Иркутск;

³Кировоградский технический государственный университет, Украина;

⁴Институт неорганической химии, Новосибирск,

Абстракт. Мантийные ксенокристы из девонских кимберлитовых трубков Приазовья (Украинский щит) дают низкотемпературную геотерму по гранатовой мономинеральной термобарометрии. Мантийная литосфера резко разделена на 4,2 ГПа, судя по присутствию эклогитовой линзы и хромитов на этом уровне и изменению тренда для ильменитов с образованием Сrx-Ilm-Phl жил в верхней части. Выделено 7 слоев: слой I- 2,5-1 ГПа обогащен Gar-пироксенитами и Sp-перидотитами (Fe#Ol ~ 0,11-0,14); слой II- 2,5-3,2 ГПа-Gar-Sp перидотиты (Fe#Ol ~ 0,08-0,10); слой III - 4,3-3,2 ГПа разнообразные перидотиты (Fe# ~ 0,07-0,095); слой IV содержит пироксенитовые пиропы с наивысшим La, эклогиты и перидотиты с реакционными Сrx (Fe#Ol ~ 0,10-0,125); слой V - 5,8-5 ГПа гарцбургиты суб-Са, высокохромистые хромиты и Mg-ильмениты; слой VI - 5,8-6,8 ГПа содержит обогащенные - Fe пиропы типа деформированных перидотитов, Mg-эклогиты и Cr-Mg ильмениты; слой VII – это более 6,8 ГПа представлен реакционными высокотемпературными перидотитами, судя по железистым гранатам. Пиропы обогащаются LREE, LILE и Hf, Zr при понижении давления от 6 до 3 ГПа. Примитивные гранаты в нижней части литосферной мантии имеют округлые спектры REE, TRE; суб-Са пиропы имеют REE спектры S-типа с перегибом на Nd. Перидотитовые клинопироксены имеют наклонные линейные спектры REE со снижением от Pr к La и высокими уровнями LILE и HFSE. Обогащенная Fe, пироксенитовая группа с колоколообразными неправильными спектрами и LILE близкими к уровням LREE, вероятно, образовалась при реакции с Fe-богатыми эклогитами. Возможной причиной HFSE и LILE обогащения верхней части СКЛМ является субдукция фрагментов континентальной коры или осадков в раннем - среднем архее с образованием метасоматитов Amph-Phl типа. В дальнейшем, преимущественно океаническая субдукция сопровождалась гибридным метасоматизмом в нижней части, активированным плюмом 1.8 Ga, который сгенерировал сфокусированный поток расплава с переплавлением слюдисто-амфиболовых метасоматитов и непрерывным обогащением TRE и LILE в интервале от 6 до 3 ГПа.

Incompatible element-enriched mantle lithosphere beneath kimberlitic pipes in Priazovie, Ukrainian Shield.

Ashchepkov I.V.¹, Vladykin N.V.², Kalashnyk H.A.³, Medvedev N.S.⁴, Saprykin A.I.¹,

¹*Institute of Geology and Mineralogy, SD RAS, acad. Koptyug avenue 3, Novosibirsk 630090, Russian Federation*

²*Institute of Geochemistry SD RAS, Favorsky str. 1a, Irkutsk, 66403, Russian Federation*

³*Kirovograd Technical State University, Kirovograd 25019, Pravda Prospect, 70A, Ukraine*

⁴*Nikolaev Institute of Inorganic Chemistry 3, Acad. Lavrentiev Ave.3, Novosibirsk, 630090, Russian Federation 3*

Abstract Mantle xenocrysts from Devonian kimberlite pipes in the Priazovie region (SE Ukrainian Shield) yield low temperature conditions as determined by garnet monomineral thermobarometry. The mantle lithosphere is sharply divided at 4.2 GPa, marked by high temperature Cpx-Ilm-Phl and eclogitic garnets. Seven layers are detected: the shallowest layer at 2.5-1 GPa is enriched mantle (Fe#Ol ~ 0.11 - 0.14) Gar- pyroxenites and Sp peridotites; the second layer at 2.5-3.2 GPa common Gar-Sp (Fe#Ol 0.08 -0.10) peridotite . Layer III at 4.3-3.2 GPa is typical of Ar-Pr peridotites with Fe# ~0.07 -0.095. Layer IV contains pyroxenitic Gar with higher Ca, eclogites, Chr and Cpx (Fe#Ol ~0.10 -0.125); V at 5.8 -5 GPa is marked by sub-Ca garnets, Cr-rich chromites and Mg-Cr ilmenites; layer VI at 5.8-6.8 GPa contains Fe-enriched pyropes, almandine eclogites and Cr-Mg ilmenites near the lithosphere base of; layer VII is > 6.8 GPa consists of “hot” Fe-rich garnets. Garnets show enrichment in LREE, LILE and Hf, Zr with decreasing pressure. Primitive garnets have round REE patterns; depleted ones have S-type patterns with an inflection at Nd. Garnets from 6.5 to 3 GPa show increasing La/Yb_n, Zr-Hf and LILE. Peridotitic clinopyroxenes show inclined linear trace element patterns rounded from La to Pr with high LILE and HFSE levels. This Fe-rich group shows bell-shaped irregular patterns with LILE close to the LREE levels, possibly from reaction with Fe-rich eclogites. A possible reason for HFSE and LILE enrichment of the upper part of SCLM is subduction of continental crust or debris in Early-Middle Archean. Later subduction was accompanied by hybrid metasomatism in the lower part activated by a 1.8 Ga plume which produced pervasive focused melt flow with remelting of mica-amphibole metasomites giving continuous REE and LILE enrichment from 5.8 to 2.5 GPa.

Key words: mantle lithosphere Ukrainian shield; Priazovie; kimberlite, garnet; ilmenite; thermobarometry; incompatible element, HFSE, LILE, fluid, craton, crust

ВВЕДЕНИЕ

Мантия под Украинским щитом слабо изучена по сравнению с другими частями Восточно-Европейского кратона: Архангельской провинцией [12] и Финляндией [27]. Геохимия мантийных ксенокристаллов описана в работах украинских геологов: [10; 4; 2]. В данной статье приводится реконструкция строения мантии, геохимическая характеристика кимберлитовых индикаторных минералов (КИМ) приазовских кимберлитов и строения мантии Украинского щита (УЩ), описание процессов обогащения несовместимыми элементами.

ЛОКАЛИЗАЦИЯ КИМБЕРЛИТОВ В ВОСТОЧНОМ ПРИАЗОВЬЕ И ДРУГИХ РЕГИОНАХ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Украинский щит (УЩ) - (рис.1А) сформировался в раннем Архее [18; 42; 43; 49]. В пределах УЩ выделено шесть террейнов: Волынский, Днестровско-Бугский, Росинско-Тикичский, Ингульский, Среднеприднепровский и Приазовский (рис. 1).

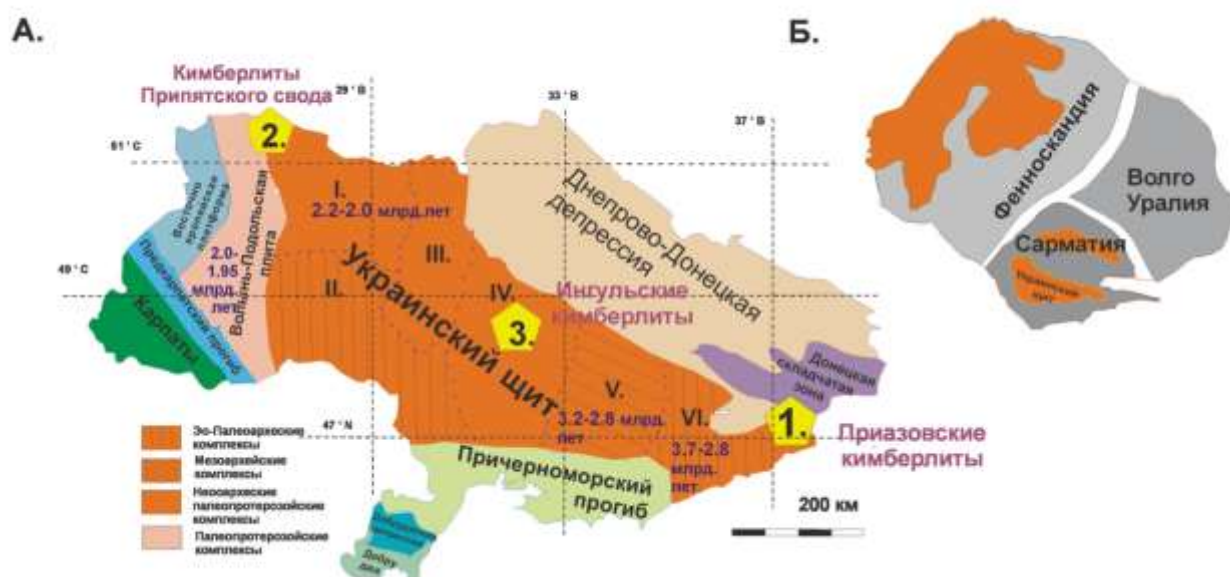


Рис. 1. А. Геологическая схема Украинского щита. Террейны: I – Волынский; II – Днестровско-Бугского; III – Росинско-Тисикский; IV – Ингульский; V – Среднеприднепровский; VI – Приазовский. Звезды отмечают девонский кимберлитовый магматизм в различных террейнах: 1. Приазовский; 2. Волынский (Припятский вал); 3. Ингульский (Кировоградская Область).

Б. Структура Восточно-Европейской платформы по данным Шумлянского и др. (2017) по кимберлитам Балтики.

Кимберлитовые индикаторные минералы (КИМ) и алмазы обнаружены в россыпях, в пределах УЩ и в нескольких регионах Украины (Волынь, Приднепровье, Черноморское побережье, Донбасс, Побужье) [1, 10]. Кимберлиты и лампроитовые трубки, жилы и дайки, сопровождаемые карбонатитами, щелочными пикритами и лампрофирами обнаружены в пределах Приазовской, Ингульского, Кировоградского и Волинского террейнов [2; 6; 3].

В Приазовском районе тр. Южная и тр. Новоласпинская (рис. 2) состоят

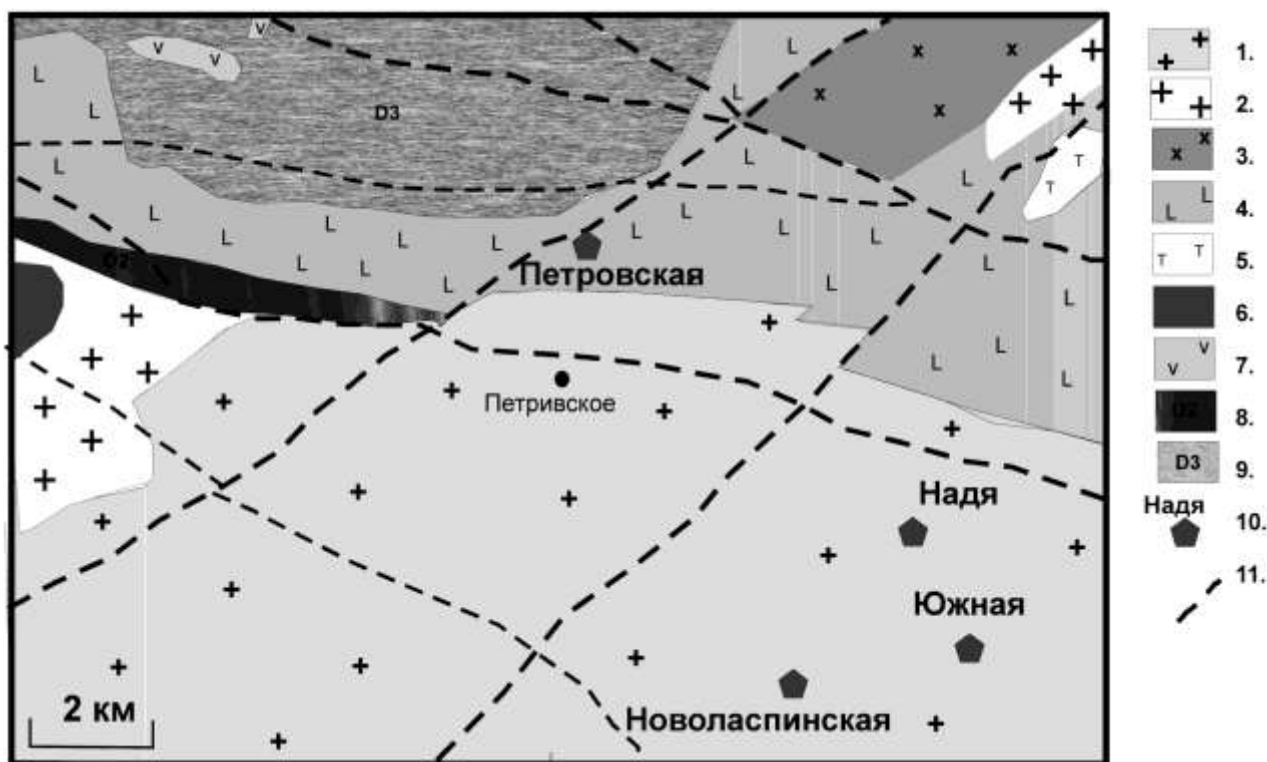


Рис. 2. Схема расположения кимберлитовых трубок в Приазовье.

из двух разновидностей [11]. Порфировые кимберлиты по их Sr-Nd изотопным значениям [11], ближе к I группе, а брекчии напоминают кимберлиты II группы и содержат флогопитовые ксенокристы и вкрапленники, иногда в сростках с ильменитами. В верхней части они сложены эруптивными брекчиями, а в нижней - порфировыми кимберлитами. Мантийные ксенолиты представлены пироповыми дунитами и гарцбургитами, лерцолитами и перидотитами с Pm-Phl прожилками [9]. Трубка Петровская содержит больше слюд, а Crx, Amph, и Ol замещены. Кимберлиты тр. Южная и тр. Новоласпинская содержат в основном пиропы и ильмениты, в то время как хромит чаще встречается в трубках Петровская и Надя.

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Образцы кимберлитов и кимберлитовых индикаторных минералов (КИМ) получены при разведочном бурении кимберлитов, из керна выделены КИМ: - гранаты (Gar), клинопироксены (Cpx), ильмениты (Ilm), хромиты (Chr), флогопиты (Phl) и амфиболы (Amph) из трубок Южной, Новоласпинской и Петровской (> 900 зерен), проанализированные в ИГМ СО РАН на микрозонде Camebax-Micro по стандартной методике. Для сравнения привлечено ~80 опубликованных анализов из кимберлитовых брекчий Припятской зоны [8, 9, 10].

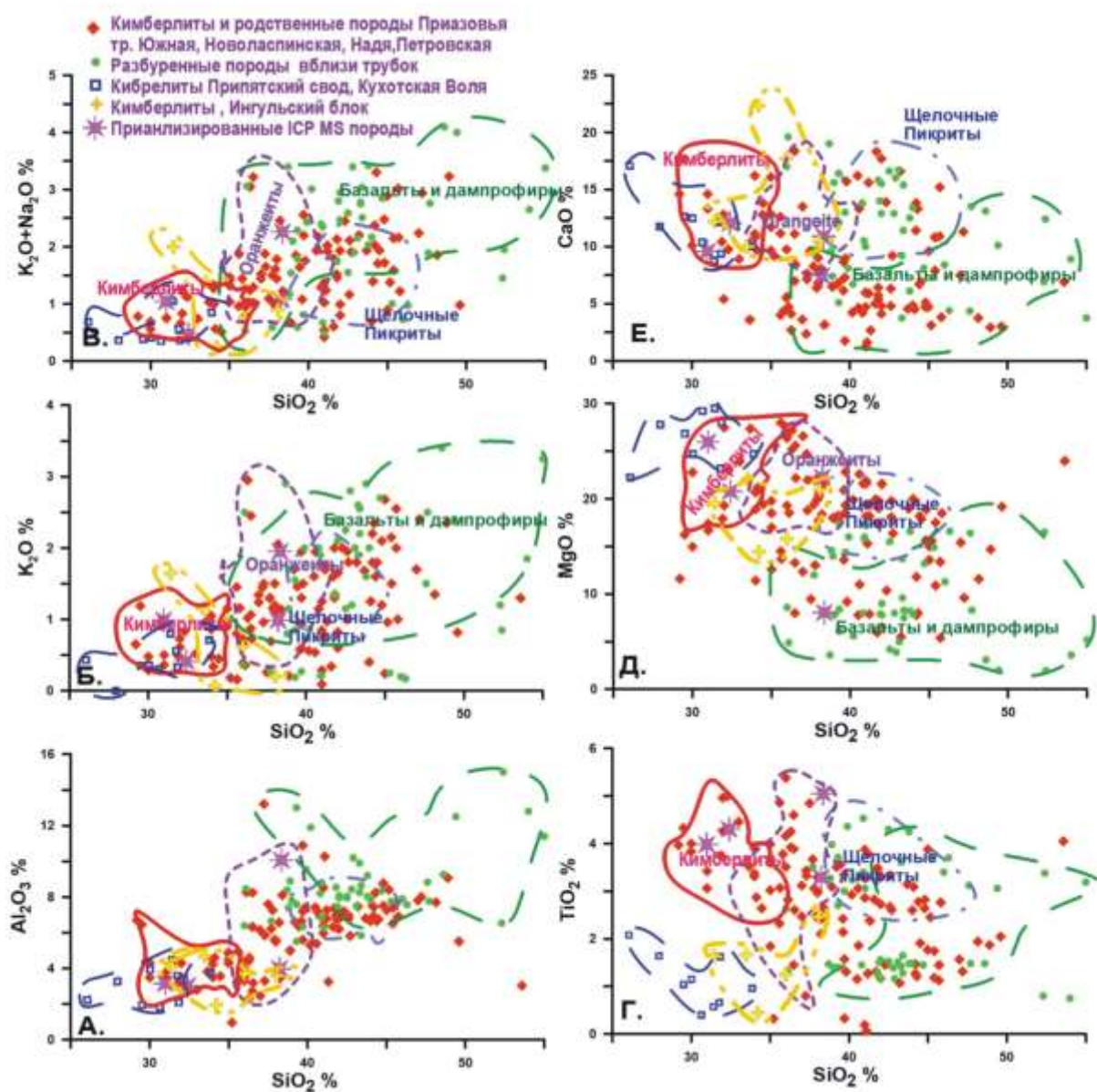


Рис. 3. Вариации валового состава кимберлитов и сопровождающих их базальтов и щелочных пикритов в Приазовье и других районах УЩ.

Представительные зерна КИМ проанализированы с помощью лазерной абляции с индуктивно связанной плазменной масс-спектрометрией (LA-ICP-MS) в Институте неорганической химии СО РАН, используя масс-спектрометр “ICAP Q” (Thermo Scientific) с лазерной приставкой NWR 213 (New Wave Research), Nd YAG: UV 133. Микроэлементы валовых составов пород из 8 кимберлитовых трубок Южная и Новоласпинская измерены методом ICP-MS в Институте геохимии СО РАН (Иркутск) на масс-спектрометре Thermo Finnigan.

СОСТАВЫ КИМБЕРЛИТОВ И КСЕНОКРИСТОВ. ВАЛОВЫЕ СОСТАВЫ ПОРОД ПРИАЗОВСКИХ КИМБЕРЛИТОВ

Валовые составы пород кимберлитов и связанных с ними щелочных пикритов из разведочных скважин обнаруживают несколько перекрывающихся кластеров и непрерывных трендов, на графике $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$. Кимберлиты Ингульского блока отличаются от кимберлитов Приазовья более низким содержанием TiO_2 и высоким содержанием CaO , тяготеющим к айликитам (рис. 3).

Составы кимберлитов обнаруженных вблизи с. Кухотская Воля [2], Припятский блок, обогащены Mg, несколько ниже по SiO_2 и TiO_2 и ближе к составам типичных кимберлитов I-ой группы [7].

ГЕОХИМИЯ ВАЛОВЫХ СОСТАВОВ

Микроэлементы определены для 3 образцов кимберлитов и 4-х щелочных пикритов. Все кимберлиты демонстрируют очень схожие распределения с наклонными спектрами REE ($\text{La/Yb}_n = 30-50$) и высокими LREE $\text{La}_n \sim 500/\text{PM}$ (относительно примитивной мантии), тогда как Pb варьирует. Высокое содержание Zr и Hf подтверждается наличием богатых Zr-минералов в матрице Новоласпинских кимберлитов [9]. Щелочные пикриты менее обогащены REE и имеют плоские спектры с $\text{La/Yb}_n \sim 5-10$. Наклон больше для обогащенных крупными литофильными ионами (LILE) разновидностей, которые даже выше для Rb, Cs и Ba, чем кимберлиты. Высокозарядные элементы Ta-Nb, Zr-Hf обнаруживают депрессию на спайдер-диаграммах Sr и Pb находятся на тех же уровнях, что и TRE или имеют небольшие пики (рис. 4).

4.3 Минералогия кимберлитовых ксенокристов

4.3.1 Гранаты

Пироповые гранаты в трубках Приазовья (Южная, Новоласпинская и Петровская) образуют линейные тренды на диаграммах $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{CaO}$ до 11 % (Соболев и др., 1973), в основном в лерцолитовом поле, переходя в пироксенитовое поле при 6 % Cr_2O_3 (рис. 5), редко встречаются гарцбургитовые разновидности в интервале от 3 до 6 % Cr_2O_3 . Очень похожие диаграммы были опубликованы ранее [2, 10]. Гранаты из

Припятского бассейна [7] обнаруживают расходящиеся тренды с увеличением и уменьшением CaO при увеличении Cr_2O_3 (с глубиной).

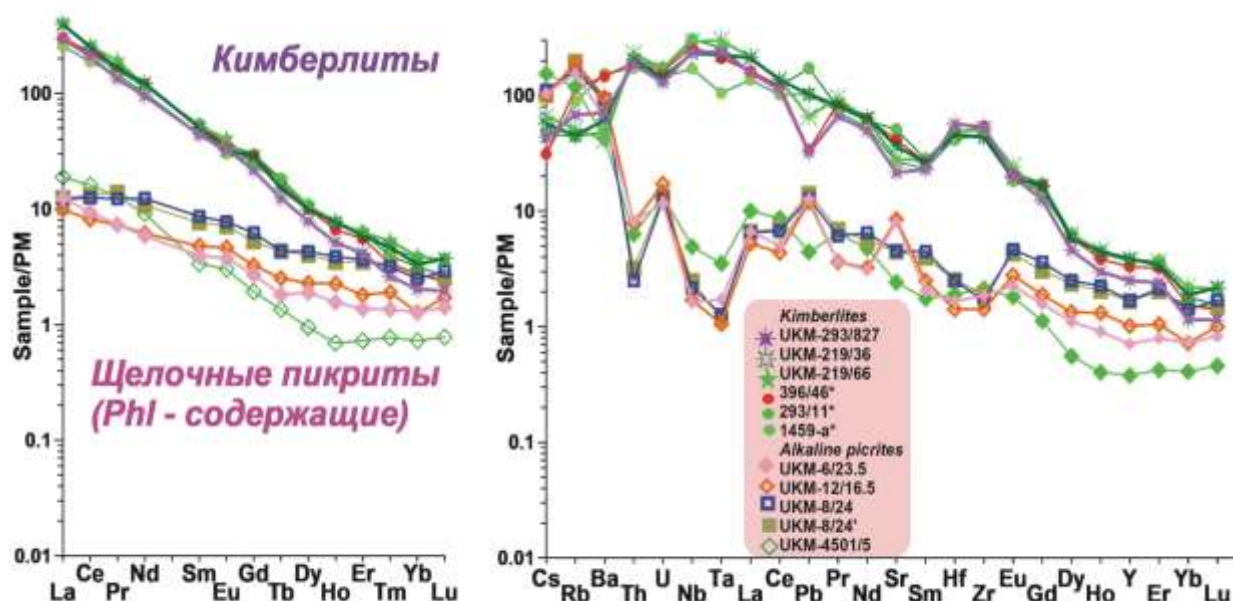


Рис.4. Спектры REE и спайдер-диаграммы для кимберлитов (звездочки) и щелочных пикритов (треугольники и квадраты) Приазовья. В дополнение 3 анализа кимберлитов из статьи Юткина и др. (2004) (сплошные точки). Нормировано на состав примитивной мантии McDonough & Sun (1995).

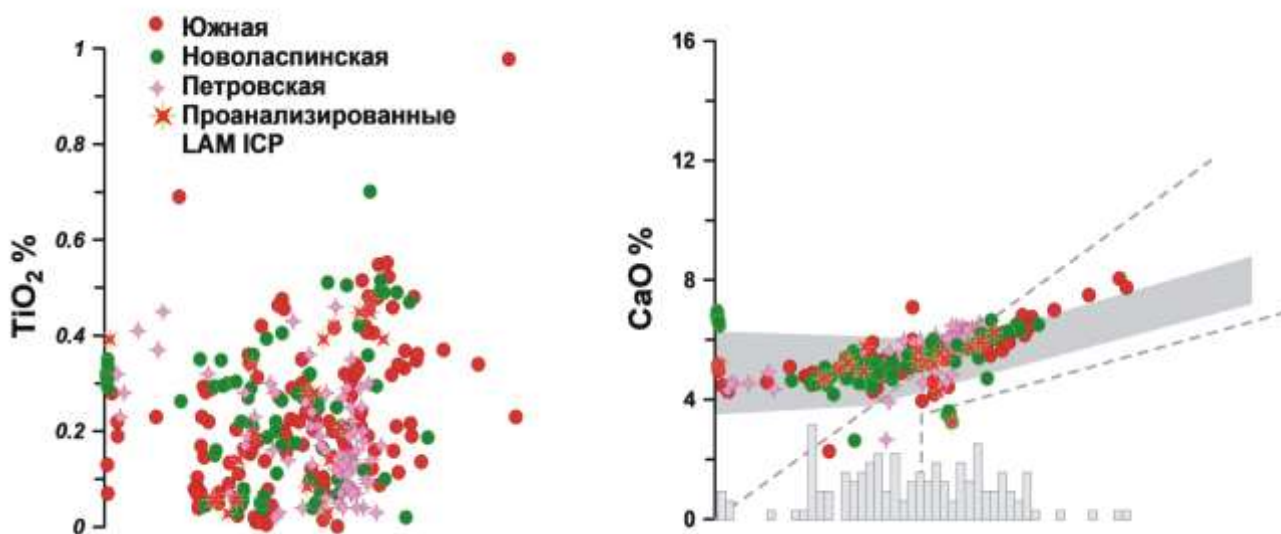


Рис. 5. Вариационные диаграммы для гранатов из концентратов приазовских кимберлитов.

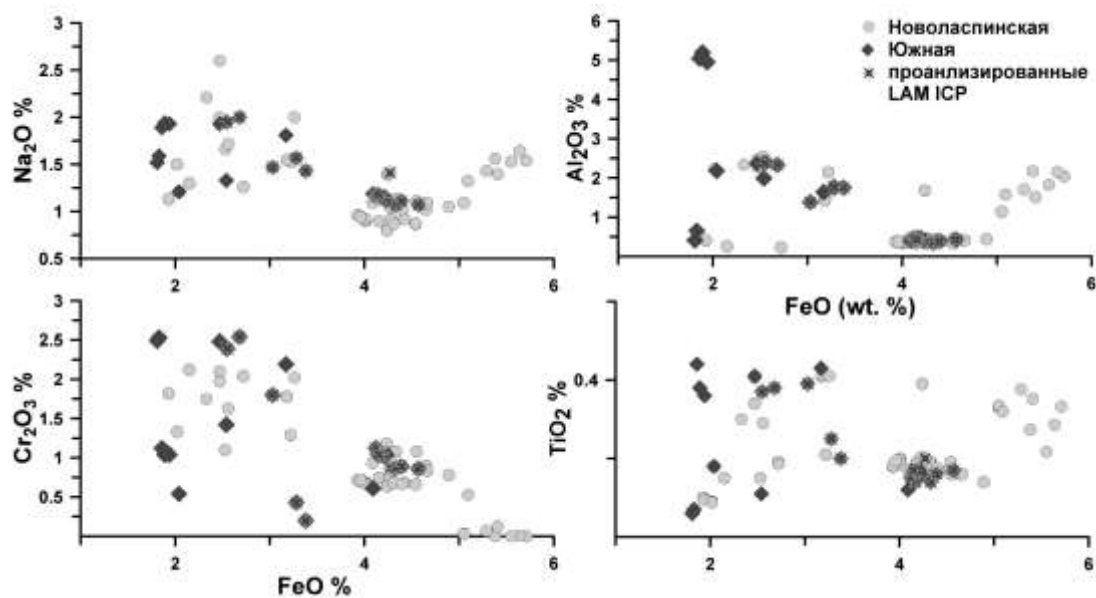


Рис. 6. Вариационные диаграммы для клинопироксенов из концентратов призовских кимберлитов.

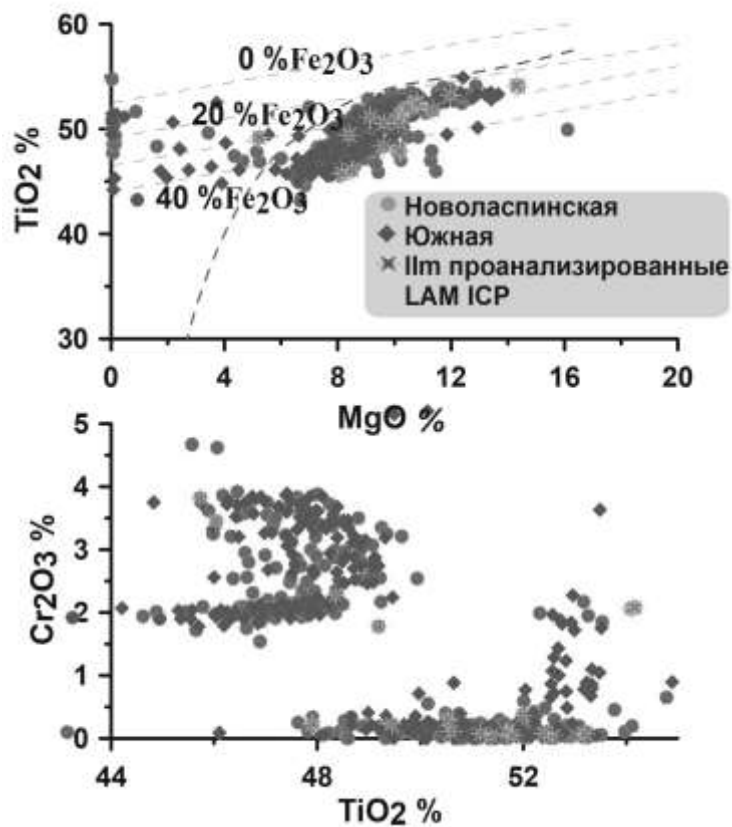


Рис. 7. Вариационные диаграммы для ильменитов из концентратов призовских кимберлитов.

4.3.2 Cr-диопсиды

Изумрудного цвета зерна Cr-диопсиды наиболее распространены в тр. Новоласпинская. Разновидности с 1,8-3,5 % FeO относятся к перидотитовому типу с совместным увеличением FeO, TiO₂ и Na₂O, и уменьшением Al₂O₃ и Cr₂O₃ (рис. 6). Разновидности Crx с 4-5 % FeO принадлежат к низко- Al₂O₃ типу, имеют содержания Na₂O (~1.0-2 %) и характеризуются относительно низким TiO₂ по сравнению с Cr-диопсидами, в сростках с ильменитами из якутских кимберлитов и других местонахождений мира.

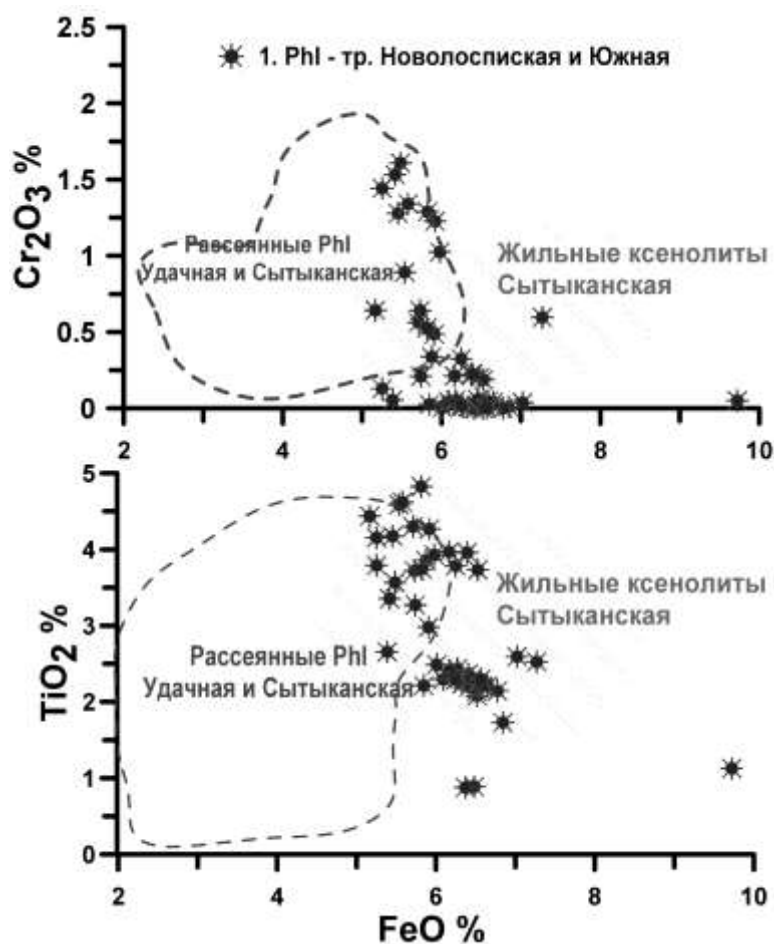


Рис. 8. Вариационные диаграммы для флогопитов из концентратов приазовских кимберлитов.

4.3.3 Пикроильмениты

Ильмениты из трубок Новоласпинская и Южная выявили близкие тренды от 55 до 44 % TiO₂. Концентрации Cr₂O₃ низки для богатых Mg-Ti разновидностей (рис. 7). На отрезке с низкими Ti и Mg содержание Cr₂O₃ возрастает до 2-5 % и происходит расщепление ветвей тренда ильменитов. Аналогично возрастают и NiO, и V₂O₅, и содержания Fe и Al линейно растут линейно при снижении Ti.

4.3.3 Флогопиты и амфиболы

Флогопиты из кимберлитов Приазовья, судя по повышенным содержаниям TiO₂ и FeO, относятся к прожилковым разновидностям, по

аналогии с флогопитами из тр. Сытыканской. Содержание Cr_2O_3 достигает 2 % без существенного снижения FeO (рис. 8), который типичен для PhI рассеянного типа.

Роговые обманки Cr - типа (до 2,3 % Cr_2O_3) редки и имеют отношение $\text{Na/K} \sim 3$. Они по низкому содержанию FeO относятся к рассеянному типу.

5. Термобарометрия и окислительные условия

5.1 Структура мантийной литосферы Приазовского террейна

Для реконструкции условий P-T-fO₂ и разреза мантии под УЩ использовались опубликованные ранее мономинеральные окси - и термобарометры [17; 16]. Геотерма по мантийным гранатам Приазовья холодная (35 мВт/м²) у основания субкратонной литосферной мантии (СКЛМ) и более высокотемпературная (ВТ) (45 мВт/м²) в верхней части вблизи перехода Gar-Sp, что характерно для многих районов Якутии [13,14, 16а,б], что доказано с помощью Орх и Gar-Орх термобарометрии. Для гранатов на границе литосфера-астеносфера (ЛАГ) отмечены отклонения к высокотемпературной (ВТ) конвективной ветви (40-45 мВт/м²). Также высокотемпературные РТ оценки для Орх и Срх в интервале давлений 6-3 ГПа, которые приближаются к ильменитовому тренду, связаны с влиянием протокимберлитов. Альмандиновые гранаты эклогитового типа (Fe# ~ 0.3) встречаются также в средней части СКЛМ (рис. 9), разделяя ильменитовый тренд на 4,2 ГПа.

Довольно мощная субкратонная мантийная литосфера (СКЛМ) (~250-260 км -7,5 ГПа) Приазовья демонстрирует многослойность, пироповые гранаты по железистости (Fe# 0.06-0.09) группируются в несколько крупных кластеров от 7 до 3 ГПа. В самом верхнем слое I, разделенном на два подслоя (1,8-2,5 ГПа), Срх и Gar с Fe# 0,11 соответствуют примитивным гранат - шпинелевым перидотитам, которые характерны для щелочных базальтов Витимского плато Монголии (Копылова и др., 1998), аналогичные гранаты из Волынского блока Прикарпатской области. Второй слой II (3,2-2,5 GPa) образован преобладающим типом пиропов (Fe# ~ 0.06-0.085) с Орх и Срх (Fe# ~ 0,1-0,11). В слое III (4,2-3,2 ГПа) встречаются низко-Cr Срх и Cr-содержащие ильмениты и пироп-альмандиновые гранаты (Fe #0,16). Граница между нижней и верхней частями СКЛМ подчеркивается перегибом ильменитового тренда (4,2 ГПа) с резким обогащением Cr в верхней части СКЛМ. Он также отмечен присутствием хромитов и бесхромистых гранатов. Слой IV (4,8 – 4,2 ГПа) содержит пиропы с повышенным содержанием Ca, а также обогащенные Fe-Cr диопсиды (Fe# ~ 0,10-0,13) на границе со следующим слоем. Слой V на уровне 4,8-5,8 ГПа содержат также субкальциевые и

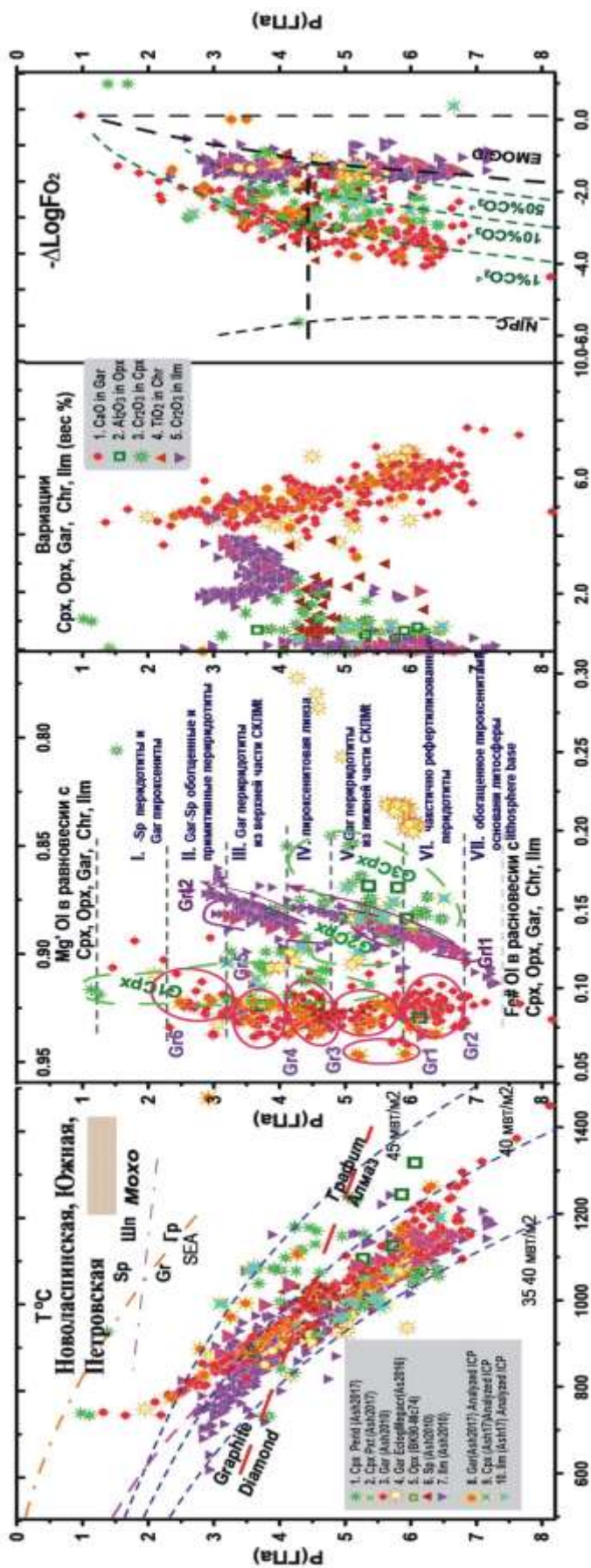


Рис. 9. Диаграмма $CaO-Al_2O_3-FeO-TiO_2$ для минералов из концентратов Призovsky, строение мантии и слонность СКЛМ под Призovskyем. Символы: 1. Клинопироксен: $T^{\circ}C$ (Nimis and Taylor, 2000cor)- P (ГПа) Ashcherkov et al., 2017Un); 2. То же для бесхромистых $Crpx$; 3. Гранат: $T^{\circ}C$ (O'Neil and Wood, 1979mono)- P (ГПа)(Ashcherkov et al., 2010); 4. Гранаты из эклогитов (Ashcherkov et al., 2017a); 5. Орт опироксен - $T^{\circ}C$ (Brey and Kohler, 1990)- P (ГПа)(McGregor, 1974); 6. Хромит - $T^{\circ}C$ (O'Neil and Wall, 1989)- P (ГПа) (Ashcherkov et al., 2010); 7. Ильменит $T^{\circ}C$ (Taylor et al., 1998) - P (ГПа) (Ashcherkov et al., 2010); 8. Гранаты проанализированные ICP-MS. 9. Клинопироксены проанализированные LA ICP-MS. 10. Ильмениты проанализированные ICP-MS.

обогащенные Mg гранаты. Пиропы ($Fe\# \sim 0,7-0,13$) из горизонтов IV–V имеют различные по наклону тренды P- $Fe\#$. Граница 5,8 ГПа также подчеркивается присутствием низко-Fe ильменитов, Ti-содержащих хромитов и железистых Crх. Основание слоя маркируется присутствием алмандинов ($Fe \sim 0,2-0,225$), на уровне 5-5,8 ГПа. Фигуративные точки пироксенов с низким содержанием Cr расположены между ильменитовым трендом и обогащенными Fe алмандиновыми гранатами. В слое VI при 5,8-6,8 ГПа тренд P- $Fe\#$ для пиропов обнаруживает увеличение $Fe\#$ со снижением давления. Горизонт VII представлен Mg-ильменитами и высокотемпературными Fe-богатыми гранатами из порфирокластических перидотитов, что характерно для тр Удачная [12,17].

Степень окисления определялась с помощью оксидометров для Gar, Pm, Chr [48], преобразованных в мономинеральные [17]. Изоплеты CO_2 в расплаве и положение буферов соответствуют работе [46]. Положение алмазно-графитового перехода дано согласно [19]. На диаграмме P-fO2 пироповые гранаты обнаруживают тренд, обычный для кимберлитов всего мира, трассирующий реакцию с мантийным расплавом, содержащим 1 или 10 % CO_3^{2-} [46]. Хромиты, вместе с Cr-Crx, трассируют границу графит-алмаз и изменяясь от условий fO2 от буфера EMOG/D к значениям, определенным для гранатов.

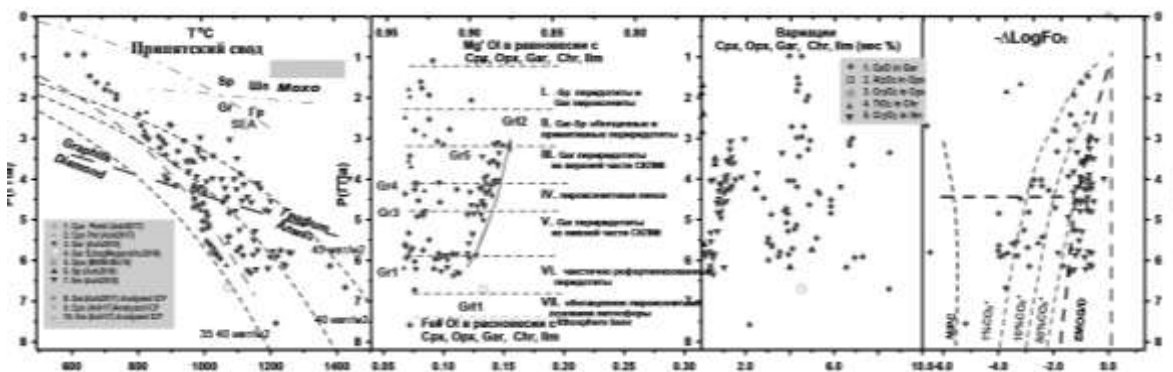


Рис. 10. Диаграмма PТХfO2 для минералов из концентратов , демонстрирующая строение мантии и слоистость СКЛМ под Припятским сводом (брекчии близ с. Кухотская Воля).

5.2 Ингульский террейн, Кировоградский район

Диаграмма PТХfO2 для ксенокристов из Кировоградской кимберлитов [3,10] предполагает, что литосфера имеет толщину до 220 км (6,5 ГПа) судя по определениям для Cr-пиропов. Доминирующие Cr-шпинели дают PТ-оценки, которые выявляют VT ветвь при низких давлениях до 3,0 ГПа (рис. 10). В средней части СКЛМ Chr обогащены Ti. Гипотетические слои, слоистость образована 7 горизонтами, Средний слой СКЛМ трассируется Ti-хромитами и эклогитовыми алмандинами (рис. 10).

5.3 Волынский террейн, Припятский вал

Мантийный разрез под Припятским бассейном (Волынь), полученный с использованием мантийных ксенокристаллов [10]; имеет существенные отличия от Приазовского. Холодная (38,5 МВт-2) геотерма соответствует 6,5-5,5 ГПа. Нагрев и перегиб геотермы с образованием конвективной ветви при 6,5 ГПа соответствует ЛАГ. Диаграмма $P\text{T}X_{\text{fO}_2}$ имеет отличия от Приазовья по слоистости и составам гранатов и хромитов с высокими вариациями $\text{Fe}^\#$ и CaO , увеличивающимися на каждом уровне мантийной колонны с глубиной. Предлагается разделение также на 7 слоев, как для СКЛМ под Приазовьем (рис. 11).

Граница литосферы фиксируется по ВТ отклонениям и обогащению пиропов Fe-в интервале от 6 до 4 ГПа. В средней части литосферы базы, высоко Са-гранаты, вероятно, являются пироксенитовыми. СКЛМ обнаруживает холодные условия от 5.5 до 4.5 GPa и после этого геотерма имеет перегиб к 45 мвт/м² ~ 4 GPa. ЛАГ нерегулярно прогрета и более высокотемпературна, чем под Приазовьем. Гранаты более восстановлены линии 1% CO_2 . Тренд ильменитов более окислен в нижней части СКЛМ, хромиты демонстрируют вариации от пиропового тренда до буфера EMOG/D.

6. Геохимия мантийных ксенокристаллов

6.1 Гранаты

Спектры микроэлементов, их составы для большинства пироповых гранатов из Приазовья имеют сходные особенности LILE и HFSE. Мы разделили гранаты, согласно интервалам давления и сходству спектров TRE, нормализованным к составу примитивной мантии [31]. Гранаты: GR1 имеют округлый спектр TRE с горбиками на Sm и Gd и небольшими минимумами в HREE, как у пироксенитовых гранатов (рис. 12A). Пиропы группы 2 (Gr2) имеют обычные округлые спектры TRE, с уменьшением LREE и глубокими минимумами Sr и Ba и варьирующими Pb. Необычной особенностью является обогащение Hf-Zr и Na-Ta, а также Rb, Cs (LILE), и небольшие тропы Sr и Pb. Гранаты группы 3 (Gr3) относятся к S-типу по спектрам REE с минимумами на Dy и Gd и перегибом (пиками) на Nd, Sm, LILE и Rb и повышены. Гранаты Gr4, Gr5 и Gr6 обнаруживают последовательность спектров REE, которые регулярно изменяются от - почти прямолинейных (Gr4) к изогнутым в Gr 5-6. Для гранатов Gr 5-6 обнаружены перегибы спектров REE на Sm и минимумы Ce. Спектры REE имеют

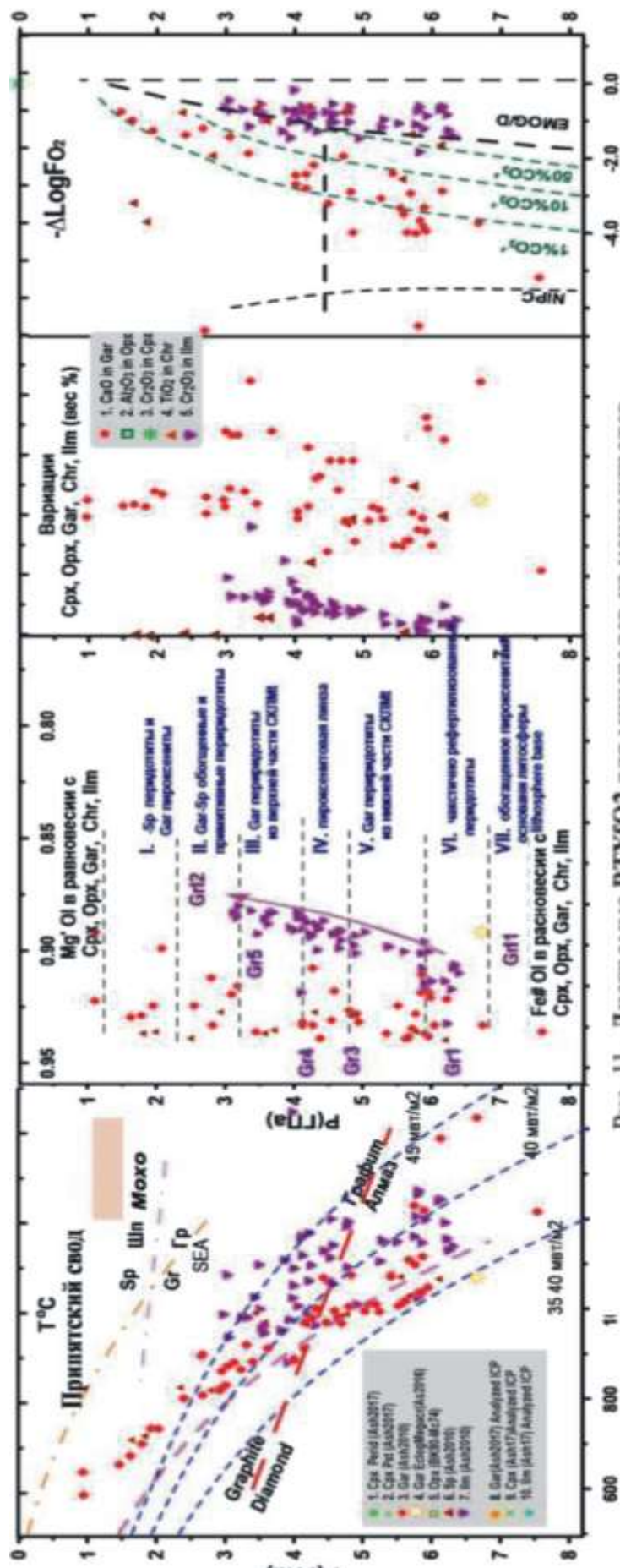


Рис. 11. Диаграмма $P\text{-}T\text{-}f\text{O}_2$ для минералов из концентратов, демонстрирующая строение магнии и слюистость СКЛМ под Ингульским терревром (кэмберлиты Кировоградского района)

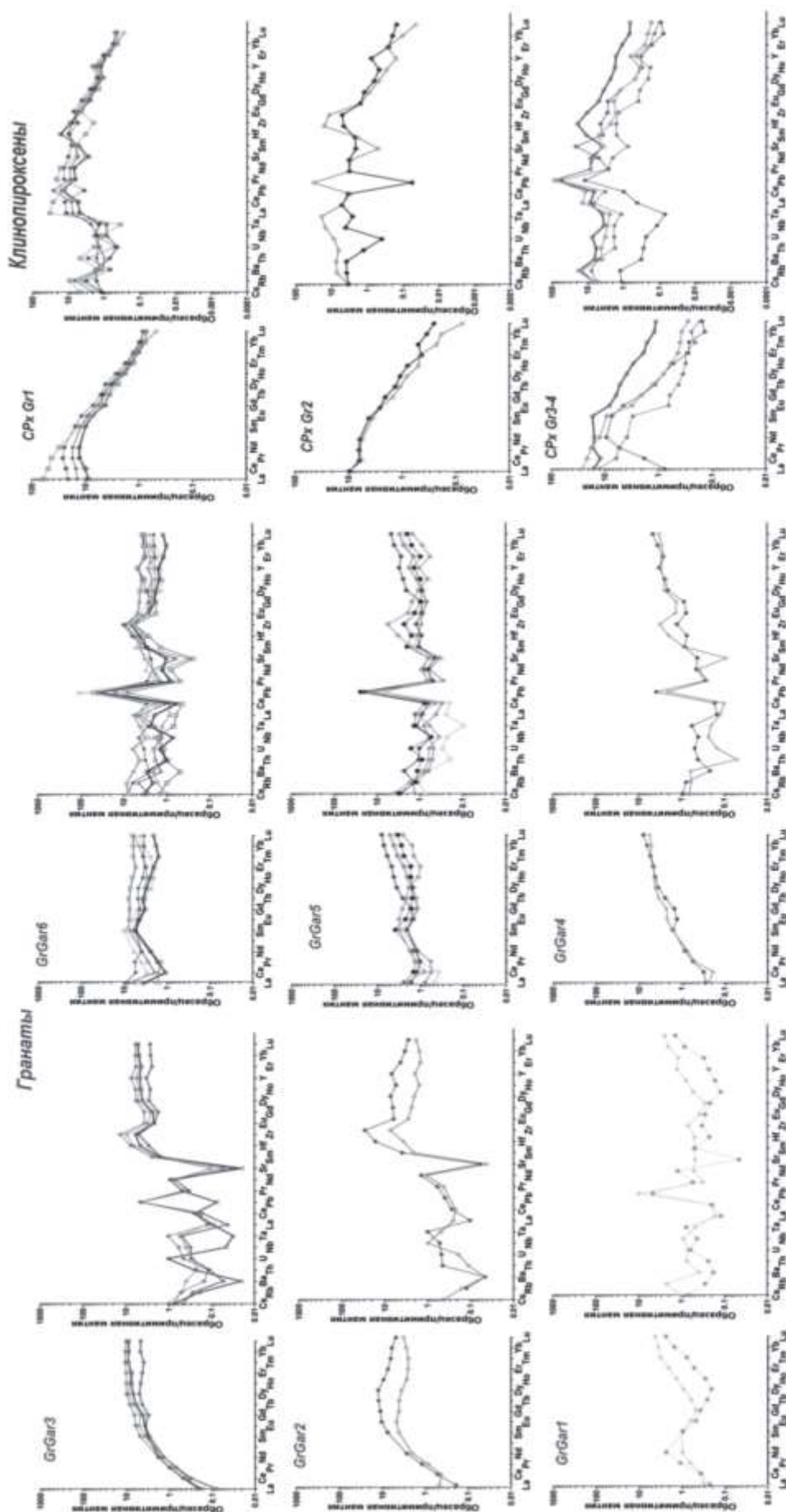


Рис. 12. Спектры и REE и спайдердиаграммы для мантийных гранатов из приазовских кимберлитов; тоже для клинопироксенов.

небольшие наклоны и положительное отношение La/Yb_n , которое становится ~ 1 для Gr6. Обогащения Zr-Hf и Ta-Nb, обнаруживается для Gr4, и становятся несколько слабее для Ta-Nb для гранатов Gr5-6 (SF4, рис. 12А).

6.2. Клинопироксены

Клинопироксены были разделены на три группы. (G1 Crx) Crx (перидотитовые Cr-диопсиды) имеют наклонные спектры и прогрессивное увеличение La/Yb_n , сопровождающееся увеличением La/Sm_n от 10 до 100/PM. Левая часть спайдер-диаграммы показывает обогащение Rb и Th и меньше в Ba, и общий уровень U, Ta, Nb $\sim 1/PM$ (примитивная мантия) (рис. 12Б). Правая часть почти ровная. Пироксены (G2Crx) (реакционным между трендом Plm и перидотитами) менее обогащены REE с обогащением Zr-Hf и Nb-Ta и варьирующим Pb. Один образец истощен Th и U. Клинопироксены из G3Crx имеет наклонный прямой или асимметричный колоколообразный спектр TRE. Другие имеют перегиб LREE (рис. 12Б) от La до Sm. Общим признаком для Gr3Crx является плоская левая часть спайдердиаграмм с низким уровнем несовместимых элементов, пики Pb и небольшие колебания Sr и Hf-Zr.

6.3. Ильмениты

Ильмениты демонстрируют разные спектры REE, но все они имеют пики HFSE, которые стали выше с увеличением содержания TRE и соотношений La/Yb_n (рис. 13А). Имеются ильмениты (Gr1I) с обогащенным составом ($La_n \sim 100$) и наклонным TRE ($La/Yb_n > 15$), аналогичные ильменитам многих Якутских кимберлитов. Образцы с сильно наклонными спектрами REE и La_n на 10/PM имеют изгиб вблизи Sm и обогащены Sr (примесь флюидного материала). У группы Gr2I уровни La_n в 10/PM, (1-5)/PM, имеют две выпуклые ветви REE с перегибами на Sm. Есть Семинимумы, более очевидные для образцов с низким содержанием TRE. Образец с высокими уровнями HFSE и REE_n (при $La \sim 500/PM$), вероятно, имеет примесь перовскита.

6.3 Слюды

Слюды имеют два типа спектров микроэлементов со схожими слегка выпуклыми распределениями TRE с перегибом на Sm. Первый тип немного выше по REE (La_n до 10/PM) с наклонным ($La/Yb_n \sim 1$) и на один порядок выше по LILE и Nb, Ta (La до 1/PM), но концентрации Th, U находятся на уровне REE. Флогопиты группы 2 обогащены в Na и демонстрируют немножко более низкие содержание несовместимых элементов и концентрацию REE. Содержания TiO_2 и Cr аналогичны Phl мантийных метасоматитов (Рис13Б).

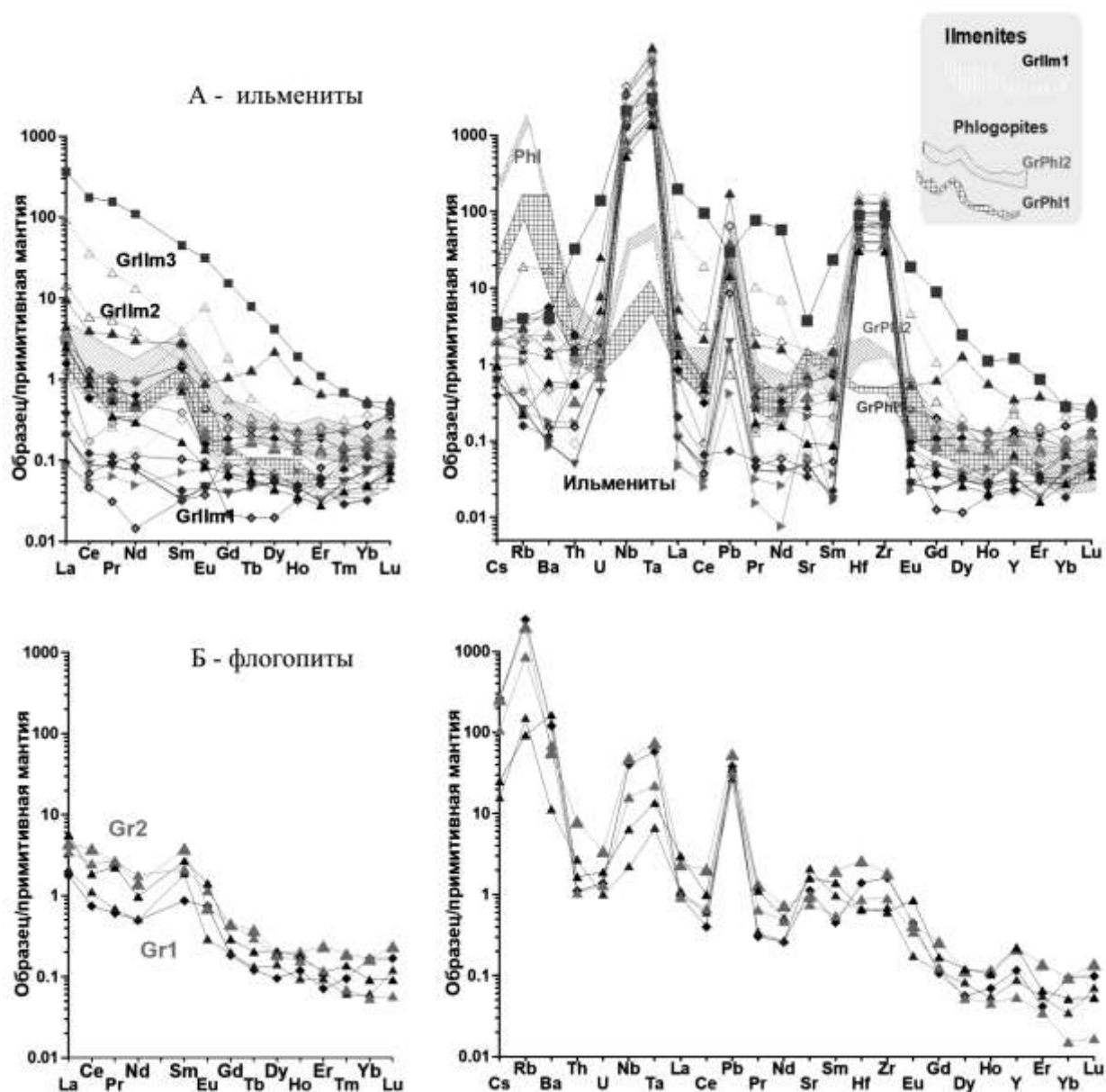


Рис. 13А. Спектры и REE и спайдердиаграммы для мантийных ильменитов из приазовских кимберлитов; Б - тоже для флогопитов. Нормировано на состав примитивной мантии McDonough & Sun (1995).

7. Обсуждение

7.1 Интерпретация термобарометрии разрезов мантии под Приазовьем

Мантийный разрез под Приазовским террейном резко разделен при 4,5 ГПа, что видно по изменению обилия и состава хромита, Sr_x и Or_x , а также по перегибу и расщеплению ильменитового тренда, наличию хромитов и

богатых железом альмандиновых гранатов. По-видимому, средний слой IV существенно эклогитовый и пироксенитовый.

Суб-Са пиропы в Приазовье появляются при 5 и 6 ГПа, возможно, представляя собой основания субдукционных океанических плит, так как дуниты в офиолитовых разрезах расположены преимущественно в базальных слоях. Увеличение Fe# для гранатов в нижних слоях V-VI обусловлено взаимодействием с протокимберлитовыми расплавами. Fe-обогащенные гранаты не уравновешены первичными гранатами, которые типичны в мантии Архейского времени Fe#~0.07-0.08. Более высокотемпературные гранаты связаны с протокимберлитовыми расплавами, вероятно, образовались в порфирукластических и деформированных перидотитах [12б, 15b]. Слоистость из 7-6 пластин согласуется с определенной для мантийных колонн в центральной части Якутии и имеет первичную субдукционную природу. В целом, глубина литосферы в центральной части УЩ составляет > 220 км (рис. 9). Диаграммы РТХ для Ингульского и Волынского террейнов (рис. 10-11) согласуются с геофизическими данными.

7.2. Ильменитовые, клинопироксеновые и слюдяные жилы - свидетельство эволюции магмопроводящей и жильной системы

Ильмениты высокого давления нижней части СКЛМ низко-Cr и, возможно, относятся к ассоциациям, образующимся в каналах движения протокимберлитовых расплавов, а Cr-содержащие ассоциации, относятся к НТ метасоматитам, которые встречаются вблизи основания литосферы и связаны с деформированными перидотитами, встречаются в полимиктовых брекчиях и характерными для многих мантийных разрезов под кимберлитовыми трубками [13, 14, 15, 17]. В верхней части СКЛМ, начиная с 4.5 ГПа, на диаграмме P(GPa)- Cr₂O₃ для Пm есть два субтренда. Один с постоянным (~2% Cr₂O₃) или снижением содержания Cr₂O₃, другой обнаруживает рост Cr₂O₃, что характерно для прожилков в перидотитах, как для СКЛМ под Сытыканской трубкой. Прогрессивное увеличение содержания Cr₂O₃ и NiO является результатом ассимиляции перидотитовых минералов. Таким образом, в верхней части СКЛМ жилы Пm-Mica + Crx, вероятно, были окружены окружающими прожилками, где обогащенные летучими расплавами постепенно дифференцировались и взаимодействовали с мантией. Расщепление ильменитовых трендов предполагает отдельное фракционирование в пределах мощных жил и прожилков.

В пироксенах, которые находятся недалеко от ильменитов в Fe# (G2Crx) распределения микроэлементов относятся к мегакристовому типу, как в тр Дальняя, Фестивальная и др. [14]. Но промежуточные по Fe# составы между кластером эклогитовых гранатов и ильменитовым трендом, вероятно, образуются в результате реакции протокимберлитов или других плюмовых расплавов с эклогитами, что приводит к пироксенизации эклогитов (Smit et

al., 2014).

7.3 Данные о составе и процессах мантии, основанные на геохимии мантийных ксенокристаллов

Большинство проанализированных гранатов всех типов от нижней до верхней части мантии (рис. 5, 10), а также пироксены, ильмениты и слюды проявляют сходство в своей геохимии, такие как относительно высокое содержание LREE, LILE и HF-Zr-Y (рис.12; 14) [13-17]. Диапазон от Gr1 до Gr6 отражает снижение давления от 7 до 2,5 ГПа, а регулярный рост LILE, LREE и других микроэлементов для образцов в диапазоне Gr1-G2-G3 и Gr4-Gr5-Gr6 может быть интерпретирован, как свидетельство непрерывного просачивания, обогащенных летучими, расплавов и дифференциацией магмы. Альтернативно, общее обогащение LILE и несовместимых микроэлементов может быть связано с ассимиляцией древних коровых компонентов. Высокое содержание Zr-Hf должно было образоваться в водных расплавах с образованием амфиболов в относительно низкobarических условиях (3,5 -1,5 ГПа), возможно, в архейское время. Можно предположить, что субдукцию континентальной литосферы (островной дуги) или континентальных осадков.

Мы реконструировали составы исходных расплавов для минералов (MP). Для Crx мы использовали надежный набор коэффициентов разбегания (Kd) (Hart & Dunn, 1993), а для Gar-Green (2000) с поправками для U и Cs, Rb по \Bedard (2006) и Fulmer et al. (2010). Для слюд - набор KD. Для ильменитов использовали Kd по с добавлением HFSE по Klemme [21].

Все спектры MP для гранатов обнаруживают заметное обогащение LILE, что не типично для мантийных гранатов. На комбинированной схеме для гранатов Gr1-3 и Gr4-6 (Рис.14А) гранаты из нижней части мнтии имеют в основном минимумы Pb, в то время как гранаты из верхней - пики Pb. Есть также разница в LILE. Первая группа имеет относительно низкий Ba и более высокие Rb и Cs, в то время как для грантов из верхней части СКЛМ типичны почти плоские спектры LILE.

MP для клинопироксенов Gr1 (рис. 14Б) по линейным спектрами TRE демонстрируют непрерывное увеличение несовместимых элементов с флуктуациями Pb, Sr, Ba (обычно интерпретируемых как субдукционные флюидные компоненты). Только один образец из этой группы имеет минимум Ta-Nb для MP. Найдены MP без экстремумов для гранатов и клинопироксенов пироксенитного типа Gr2 из нижней части СКЛМ. Исходные расплавы этих гранатов имеют несколько более высокий наклон, регулируемый отношениями Gar/Crx в источнике плавления перидотита и степенью плавления (F). Обычно плавление F~1% с модальными пропорциями, близкими к примитивным лерцолитам, дает

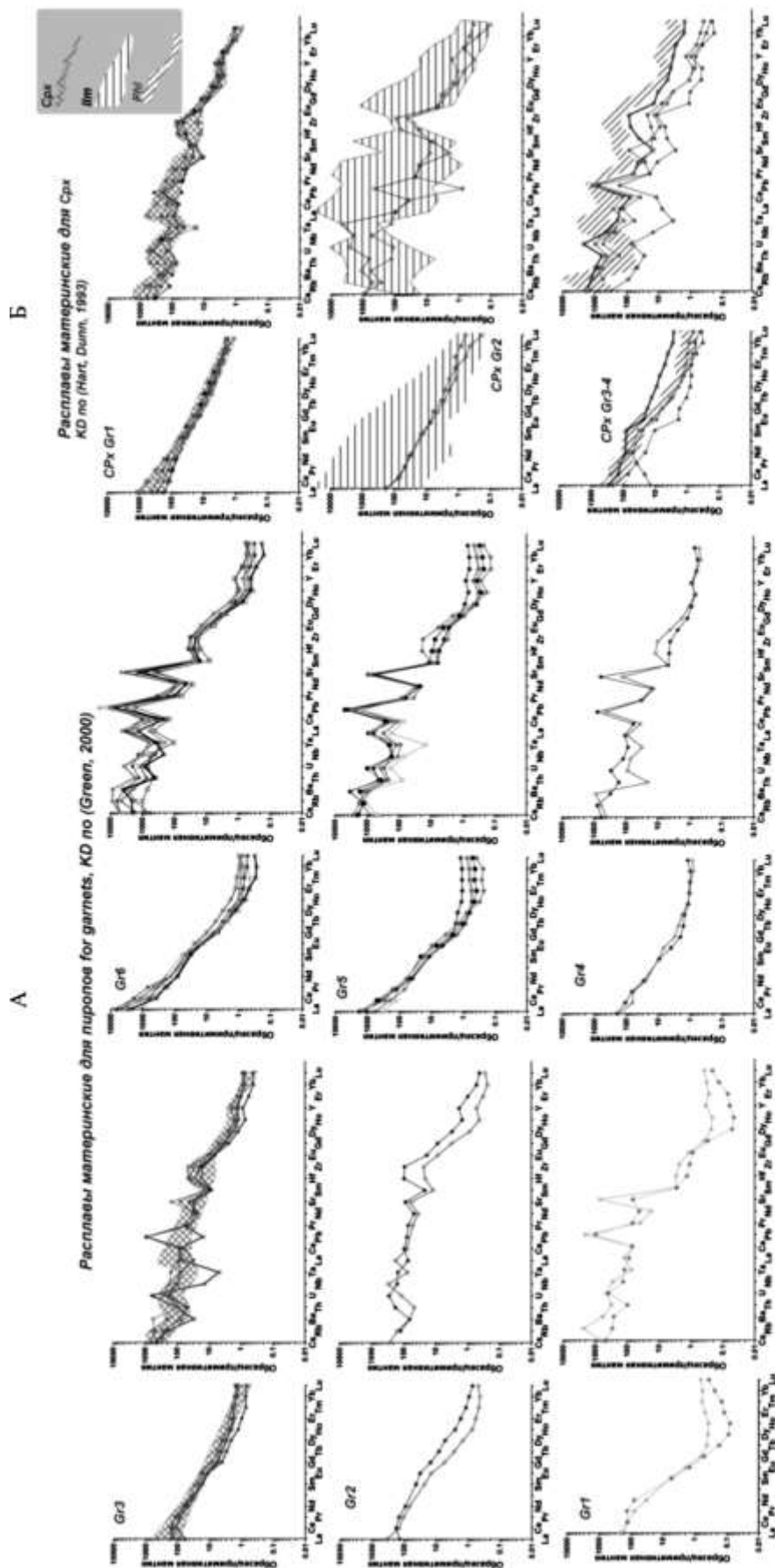


Рис. 14. А. Спектры и REE и спайдердиаграммы для родителевских расплаво мантйных гранатов из прозерозских кимберлитов определеенные с помощью КД (Green et al., 2000). Б. тоже для Ст-дисков - КД (Hart, Dunn, 1993). Показаны заштрихованными областями комплексы спектров для МР флогопита - КД (Schmidt et al., 1998; Vedard, 2006). и МР для ильменита - КД (Zack, Grimm, 1998). Нормировано на состав примитивной мантйи (McDonough, Sun, (1995).

прямолинейные наклонные спектры REE с $La \sim 100/PM$ и $La/Ybn \sim 10$ [31]. Более высокий наклон характерен для водных расплавов с более низким F.

Спектры S-типа для богатых Mg гранатов Gr3 указывают на хроматографическое просачивание расплава в богатом гранатом источнике, и низким уровнем HREE. Спектры с минимумами в HFSE типичны для расплавов, которые находятся в равновесии с гарцбургитами, где количество Gar обычно превышает Crx. Уплощенные части HREE спектров для гранатов и более низкое содержание HREE для MP может быть результатом более высокого отношения Gar/Crx в источнике, которое найдено для Gr4-6. MP расплавы Gr3-Gr6 имеют очень высокие содержания La/PM, близкие к 1000 для Gr3 и до 10000 Gr6, что не характерно для мантийных магм. Они характерны для очень низких степеней плавления ($<0,01$), которые могут быть реализованы только в водных условиях в зонах субдукции или в силикатно-карбонатных расплавах.

Спайдер-диаграммы MP для гранатов Gr4-6 имеют вогнутые спектры и обнаруживают непрерывный подъем Ba, других LILE и HFSE с горбиком Zr-Nf, что характерно для расплавов, которые ассимилировали некоторое количество слюды и амфибола. Высокий уровень Zr-Nf может быть результатом плавления амфиболов, которые имеют высокие коэффициенты разделения для этих элементов. Карбонатитовые расплавы с калием, которые относятся к кимберлитам группы II или лампроитам, также могут быть возможным источником метасоматоза, но они обычно влияют лишь на нижнюю часть мантийного разреза. В нашем случае наблюдается обогащение и рост литофильными элементами и легкими TRE в верхней части СКЛМ. Уменьшение HREE может быть связано с непрерывной преимущественной кристаллизацией гранатов, в водных условиях.

Мы обнаружили амфиболы только в средней части мантийного разреза, но аномалии в HFSE также могут предполагать наличие более глубоких мантийных амфиболов, подобных рихтеритам из ксенолитов MARID [22], которые соответствуют 4-6 ГПа и более [47]. Они часто близки по составу изотопов Nd-Sr и Hf к кимберлитам I типа и предположительно являются источником этих магм, но также могут быть связаны с оранжитами или даже с источником HIMU (Howarth, 2018). Обогащение Zr рассматривалось Гриффином как признак флогопитового метасоматизма и мы предполагаем это для мантии под Приазовьем.

Наблюдаемые относительно высокие содержания Ba и LILE отличаются от полученных при теоретическом моделировании плавления примитивной мантии (McDonogh, Sun, 1995). MP для гранатов имеют небольшие минимумы Ce, обычно маркирующие высокий окислительный потенциал, которые более типичны для метасоматических Phl и ильменитов. Влияние субдуцированного корового материала может приводить к таким характеристикам. Для калиевых мантийных метасоматитов типично обогащение Rb. Но в нашем Ba, Sr, Pb - компоненты, связанные с

субдукционными расплавами [20] преобладали. Можно предположить, что обогащение LILE и Sr связано с примесью континентального материала коры к, вероятно, обычному океаническому типу субдукции. Несколько МР для гранатов и клинопироксенов имеют минимумы Ta-Nb, что может означать участие окисленного вещества, но концентрации этих элементов высоки. Некоторое обогащение Zr-Hf является общим и предполагает плавление метасоматитов Amph-Phl. Кроме того, составы МР с обогащением LILE и Zr-Hf, соответствуют верхней части СКЛМ, что предполагает повторное переплавление метасоматического фронта, содержащего минералы-концентраторы LILE и HFSE.

Другая возможность-древнее обогащение литосферы при субдукции архейского маломощного континентального блока, как например, в мантии Слэйв кратона, что подтверждено сейсмической томографией, и сопровождается прожилковым метасоматизмом [45].

Нерегулярные спектры МР для Срх ($Fe\# > 0.15$) (рис. 7В; SF4, фиг. 13В) из нижней части мантийного разреза, вероятно, связаны с реакцией плюмовых расплавов с эклогитами ($Fe\# > 0.2$), которые часто имеют перегибы в спектрах REE и аномалии других микроэлементов [44].

Протокимберлитовые расплавы в нижней части СКЛМ, формировали ильмениты с низким содержанием TRE и плоскими спектрами [12,013,14]. Все обогащенные REE ильмениты также наиболее обогащены и высокозарядными элементами. Обычно богатые Mg метасоматические ильмениты в мантии маркируют легкоплавкие слои, такие как мантийные пироксениты, метасоматиты или эклогиты. Спектры, которые имеют перегиб на Sm с очень низким уровнем микроэлементов предполагают, что они были получены при ассимиляции обедненных перидотитов, которые потеряли Gar и Срх.- истощенные дунитовые жилы и их контакты. Переплавление таких стенок дунитов вместе с ранее сформированными ильменитами (и флогопитами) дает специфические перегибы, поскольку удаленные Срх и гранаты имели разный наклон их рисунков TRE и производили пики Ta-Nb для МР

Для некоторых ильменитов определен более высокий наклон и содержание LREE для МР с уровнем La/PM ~1000, они обычно связаны с пироксенами-авгитами. Аномалии Eu и Ce, а также более высокие концентрации Rb, Ba, Cs и даже U могут быть признаками гибридных расплавов, контаминированных эклогитовым материалом, вероятно, с примесью слюды в источнике плавления. Прожилковые ильмениты из верхней части мантийных разрезов, которые связаны со слюдой, показывают гораздо более высокое обогащение в LREE и LILE и отсутствие крупных перегибов.

Все рассчитанные материнские расплавы для Phl обогащены LILE элементами. Те, что с низким TRE и, соответствуют составам преобладающих “обедненных” ильменитов в нижней части мантии в целом.

Более уплотненные и обогащенные TRE спектры относятся к жилам из верхней части мантийных колонн.

7.4. Причины вариаций микроэлементов в минералах.

Очень высокое содержание микроэлементов и отношение La/Yb_n для материнских расплавов минералов, предполагают плавление в присутствии летучих и, вероятно, преимущественно фракционирование граната. Рассчитанные спектры TRE микроэлементов часто показывают выпукло-нисходящие спектры с обогащением Zr-Hf, подобные MP для ксенокристаллов клинопироксена из триасовых Харамайских кимберлитов. Обычно обогащение LILE ассоциируется с участием флюидов. Однако характеристики высоко плотного флюида [50] выявляют закономерности, почти совпадающие с кимберлитовыми. Субдукционные расплавы в условиях океанической дуги [20] имеют глубокие минимумы высокозарядных элементов и не могут быть источником обогащения LILE элементами и легкими TRE в случае мантии Приазовья.

Летучие должны резко снижать вязкость, что приводит к просачиванию расплавов в сфокусированных потоках и должно сопровождаться ассимиляционно - фракционной кристаллизацией AFC и хроматографическими эффектами, которые могут быть причиной увеличения LREE, но обычно сопровождаются перегибами спектров TRE. Мы обнаружили значительное снижение давления от 5,5 до 23,5 ГПа от гранатов Gr4 до Gr6 и, таким образом, могли предположить, вероятно, сфокусированное просачивание расплава в субдукционных каналах. Такие процессы обычно происходят в мантии под расширяющимися хребтами, на континентальных окраинах или связаны с деятельностью плюма.

Перегиб вблизи Sm и Nd для гранатов также предполагает реакцию. Этот перегиб очень распространен для ильменитов и некоторых пироксенов. Уплотненные или “срезанные” спектры с легкими TRE в клинопироксенах из Витимских пикробазальтов означают, что пироксены с такими спектрами TRE могут быть результатом переплавления пород стенок магмаводов, где Crx избирательно удалялся при взаимодействии с BT расплавами, а затем растворение стенок и кристаллизация новых генераций минералов, в данном случае гранатов (и ильменитов) приводил к образованию подобных спектров. Расплавы просачивающиеся в жилах должны быть обогащены H_2O и другими летучими и иметь очень низкую вязкость. В водных условиях поле стабильности граната расширяется, и гранаты кристаллизуются вместо пироксенов. Образцы TRE с двумя вогнутыми вниз ветвями, как для ПММ для ильменитов, предполагают удаление как Crx, так и Gar.

7.5 схема эволюции мантии в Приазовье

Перидотитовые гранаты в Приазовье СКЛМ имеют диапазон от низко-Fe-гранатов, типичных для ранне - архейского времени (Griffin & O'Reilly, 2003) до протерозойских типа-" с $Fe\# = -0.085$. Положительные аномалии Zr-Nf в минералах СКЛМ и кимберлитах, а также высокое содержание K_2O и LILE свидетельствуют о достаточно высоком обогащении элементами, характерными для континентальной коры. Зрелая континентальная кора уже существовали на 4,2 млрд. лет, судя по цирконам из Jack Hills что предлагается также для УЩ [43].

Возраста цирконов [42,43]) показывают, что в коре и мантии УЩ было не менее трех эпизодов магматической активности (3.8-3.2; 2-2.2 и ~1.8 млрд. лет), что соответствует плюмовым и коллизионным событиям. Ультрамафитовые вулканические породы 2,03-2,04 млрд. лет выявляют К-щелочные характеристики. Столкновение с Фенноскандией и одновременное суперплюмовое событие 1,8 Ga породило обильный магматизм и образование многих промышленных месторождений Ti, редких металлов и Th-U [3].

Блоки с высоким содержанием калия с обогащением LILE, HFSE, как и в УЩ, предполагают субдукцию континентального материала под континентами. Даже метасоматоз расплавов вблизи кимберлитовых П и щелочной карбонатитовый предполагает, что субдуцированное вещество включало континентальные осадки. Влияние зрелой коры при субдукции континента под континент может проявляться несколькими способами. Наиболее вероятной причиной является поток расплава-флюида, полученный из субдуцированного богатого кремнеземом зрелого (континентальных отложений) материала при обезвоживании и эклогитации (Ранние континентальные блоки были гораздо тоньше и легче поддавались субдукции. В дальнейшем нижняя часть СКЛМ должна была состоять из океанического материала, но, вероятно, вместе с клиньями корового эклогитового материала могла погрузиться в зоны субдукции.

В ранне-средне архейское время (3,5-2,7 млрд. лет) обильное появление воды в мантии сопровождалось началом активной субдукции и ростом мощных литосферных килей. В присутствии суперплюмов эклогиты должны быть повторно расплавлены в подошве литосферы 8,0 ГПа. Из-за инверсии плотности ниже границы 8,0 ГПа плюмовые ультраосновные расплавы имеют отрицательную плавучесть относительно перидотитов, и только карбонатиты и щелочные расплавы могут подниматься и внедряться в литосферный киль [40]. Далее субдукции океанической коры с фрагментами кислой коры и континентальных отложений может произвести LILE метасоматоз при плавлении таких сэндвичей.

В ранне - архейское время температурный градиент был выше, чем в настоящее время на 250°C кора могла быть в значительной степени

дифференцированной, фельзитовой и богатой Fe. Субдукция таких слоев не может быть глубокой и должно сопровождаться одновременным плавлением субдуцируемой плиты и внедрением выплавов в СКЛМ с взаимодействием с мантией. Это взаимодействие смогло произвести обильные метасоматические ассоциации в верхней части СКЛМ с обильными Amph-Phl жилами. Непрерывный рост LREE и несовместимой элементной составляющей с уменьшением давления в интервале глубин около 150 км предполагает дифференциацию поднимающихся расплавов. Можно предположит непрерывный подъем флюидизированного расплава или последовательный ступенчатый подъем с дифференциацией в промежуточных магматических коллекторах и последующим взаимодействием с вмещающими перидотитовыми породами. Обе модели реалистичны, но последние должны производить большое количество пироксенитов. Значительного количества пироксенитных гранатов в приазовских кимберлитах обнаружить не удалось.

Более низкотемпературные условия протерозойского времени в мантии сопровождались реактивацией метасоматитов, что должно было сопровождаться формированием глимеритов. Без изотопного состава трудно идентифицировать эти коровые признаки в мантийном материале.

Воздействие плюма на 2,2 -1,8 га привело к образованию роев основных даек [18] и биотитовых-гранитов, а также чарнокитов. Ультрамафитовые дайки обладают высоко щелочными свойствами, которые поддерживают идею раннего K- мантийного метасоматоза в мантии. Это суперплюмовое событие соответствует столкновению блоков и амальгамации Восточноевропейского кратона, что близко по времени сучивания Сибирского кратона, который произвел возмущение в литосферной мантии и породило коллизионные Mg-граниты [49] Сарматии. Взаимодействие плюмовых расплавов могло привести к непрерывному просачиванию расплава в проницаемых зонах с реактивацией метасоматического материала и создать сфокусированные потоки расплавов, проникающие через толстые литосферные блоки, и создать геохимические спектры гранатов с непрерывным обогащением несовместимыми компонентами.

Можно предложить и поэтапный подъем обогащенных мантийных расплавов с формированием отдельных линз на границах между слоями и дополнительную дифференциацию с осаждением Ga₂ и Cr₂. Дальнейшее прохождение уже более обогащенных летучими - расплавов и взаимодействие с мантийными перидотитами, привело к относительной гомогенизации мантийного разреза на большом расстоянии от основания литосферы до Мохо. Энергия для такого события, вероятно, была привнесена мантийным плюмом 1,8 млрд.лет (рис. 8).

Общее обогащение HFSE, U и LILE и обильные метасоматиты, наблюдаемые в ксенолитах и среди ксенокристов [6] могут быть причиной

обогащения K+HFSE мантийного плюма и гибридных расплавов. Этот повторяющийся процесс, а также взаимодействие с нижней корой породили гибридные граниты и образование месторождений полезных ископаемых, которые широко распространены в украинском щите.

Тепловое возмущение под действием суперплюмов в мантии и нижней коре вызывает разложение амфиболов и превращение в пироксены, что сопровождается выделением летучих веществ и HFSE (из-за разницы коэффициентов разделения между A_{Amph} и C_{Px}). Такие расплавы могут быть близки по составу к редкометалльным пегматитам, особенно в условиях нижней коры. Образование клинопироксенов с более высоким содержанием Fe# и более высоким содержанием HFSE могло произойти в результате прямого проникновения протокимберлитового расплава в литосферу.

В палеозойское время мантийные геотермы ближе к 38-40 мВт/м² [39] а континентальная субдукция сопровождается ультракалиевым вулканизмом. В пределах УЩ в позднее-девонский период кимберлитовый магматизм сопровождался плюмовыми щелочными пикритами

С кимберлитовыми плюмами в мантии обычно связан карбонатный метасоматоз и формирование жил Pm-Phl-Cpx . Обогащение ильменита LILE (SF4, рис. 16), показывают, что мантийные колоны в Приазовье подвергались более раннему Phl- A_{Amph} метасоматизму и уже затем взаимодействию с плюмовыми расплавами.

7.6 Альтернативные модели обогащения мантии в LILE и HFSE

Помимо модели пологой субдукции другой возможной моделью роста килия континентов является “поленница” крутонаклонных субдукционных плит (Griffin et al., 2003). Отложения континентальной окраины могут быть вовлечены в мантию и производить основной метасоматизм и несовместимое обогащение элементов. Расплавы, образующиеся при плавлении A_{Amph} , должны быть обогащены HFSE и LILE. Эти расплавы в мантии и производили концентрацию LILE и HFSE в жильных минералах в мантии. Дальнейший переход расплава к Мохо также должен привести к значительному обогащению этими компонентами. Взаимодействие с мантийными плюмами (при 1,8 млрд. лет) также могло реактивировать эти компоненты и с рудоотложением HFSE, Th-U в коре.

Тектонический меланж относительно кислых и перидотитовых пород на континентальной границе и их взаимодействие может также привести к слюдяному и амфиболовому метасоматизму. Субдукция корового пелитового материала в мантию, как в СКЛМ под Нюрбинской трубой также является источником мантийного метасоматизма. Однако ритмическое расслоение мантии под Накынским полем позволяет предположить, что это не была субдукция континентальной коры (Ashchepkov et al., 2016, [17, 13, 15, 14]), а скорее линз континентальных осадков.

ВЫВОДЫ

1. Мантийный разрез под Приазовьем в Украинском щите имел толщину >250 км в позднедевонское время и состоял из 7 слоев с резкой границей между нижней и верхней частью СКЛМ при 4,2 ГПа.

2. Структура мантии сильно изменчива под отдельными террейнами в пределах УЩ и отличается от СКЛМ других частей Восточно-Европейской платформы.

3. Гранаты относятся к низкотемпературной геотерме в нижней СКЛМ, в то время как пироксеновые и хромитовые, а также жилы Pm-Cpx-Phl соответствуют более высокотемпературным условиям.

4. Мантийная колонна состоит из перидотитов, которые демонстрируют непрерывное обогащение LREE, LILE и Zr-Hf, особенно, в верхней части СКЛМ за счет реакции с расплавами, обогащенными щелочами за счет ассимиляции амфиболов и флогопитов.

5. Древнее обогащение мантии под украинским щитом было ответственно за высокое обогащение щелочами и несовместимыми компонентами земной коры.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту IX. 129.1.4. и при финансовой поддержке РФФИ (грант 19-05-00788, 18-05-00073, 19-05-00388 А), Интеграционного проекта ИИЦ СО РАН, блок 1.4

ЛИТЕРАТУРА

1. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира / М.: Геоинформмарк, 2000. – 371с.
2. Гейко Ю.В., Гурский Д.С., Лыков Л.И. и др. Перспективы коренной алмазоносности Украины/Киев-Львов: Из-во "Центр Европы", 2006. – 200 с.
3. Калашник А.А., Палкина Е.Ю., Макивчук О.Ф. и др. Результаты поисковых работ по выявлению алмазоносных объектов в северо-восточной части Кировоградского блока УЩ //Збірник наукових праць УкрДГРІ. 2010. № 3–4. С. 44–60.
4. Панов Б.С., Гриффин В.Л., Панов Ю.Б. 1999а. Хромдиопсид в кимберлитах Азовского кристаллического массива Украинского щита. Доклады Национальной академии наук Украины, 12, 131-135.
5. Панов Б.С., Гриффин У.Л., Панов Ю.Б. 2000. Р-Т условия формирования кимберлитовых Cr-пиропов Украинского щита. Доклады Национальной академии наук Украины 3, 137-143.
6. Цымбал С.Н. 2002. Cr-шпинели из кимберлитов центральной части свода Припяти. Минералогический журнал (Украина), 24, 18-21
7. Цымбал С.Н. 2004. Кимберлиты центральной части Припятского вала (Украина). Минералогический журнал (Украина) 26, 70-87
8. Цымбал С.Н., Вуйко В.И., Иванов И.Н., Металиди С.В. 1983. Гранаты в глубоких минеральных ассоциациях центральной части Припятского вала. Минералогический журнал (Украина) 5, 67-78.

9. Цымбал С.Н., Кременецкий А.А., Соболев В.Б. Цымбал С.Н. 2011. Циркониевые минералы из кимберлитов Новоласпинской трубки и дайки (юго-восток Украинского щита). Минералогический Журнал 33, 41-62.
10. Цымбал С.Н., Кривдик С.Г. 1999. Ксенолиты глубинных пород из кимберлитов Кировоградского геоблока (Украинский щит), минералогический журнал (Украина) 21, 97-111).
11. Юкина Е.В., Кононова В.А., Богатилов О.А., Князьков А.П., Козарь Н.А., Овчинникова Г.В., Левский Л.К. 2004. Кимберлиты Восточного Приазовья (Украина) и геохимическая характеристика их источников. Петрология 12, 134-148.
12. Afanasiev V.P., Ashchepkov I.V., Verzhak V.V., O' Brien H., Palessky S.V. 2013. PT conditions and trace element variations of picroilmenites and pyropes from the Arkhangelsk region. Journal of Asian Earth Sciences 70-71, 45-63.
13. Ashchepkov I.V., Alymova N.V., Logvinova A.M., Vladykin N.V., Kuligin S.S., Mityukhin S.I., Downes H., Stegnitsky Yu.B., Prokopiev S.A., Salikhov R.F., Palessky V.S., Khmel'nikova O.S., 2014A. Picroilmenites in Yakutian kimberlites: variations and genetic models. Solid Earth 5, 915-938.
14. Ashchepkov I.V. , Vladykin N.N., Ntaflos T., Kostrovitsky S.I., Prokopiev S.A., Downes H., Smelov A.P., Agashev A.M., Logvinova A.M., Kuligin S.S., Tychkov N.S., Salikhov R.F., Stegnitsky Yu.B., Alymova N.V., Vavilova M.A., Minin V.A., Babushkina S.A., Ovchinnikov Yu.I., Karpenko M.A., Tolstov A.V., Shmarov G.P. 2014Б. Layering of the lithospheric mantle beneath the Siberian Craton: Modeling using thermobarometry of mantle xenolith and xenocrysts. Tectonophysics 634, 55-75.
15. Ashchepkov I.V. , Ntaflos T., Logvinova A.M., Spetsius Z.V., Downes H., Vladykin N.V. 2017A. Monomineral universal clinopyroxene and garnet barometers for peridotitic, eclogitic and basaltic systems. Geoscience Frontiers, 8, pp. 775-795.
16. Ashchepkov I.V., Logvinova A.M., Ntaflos T., Vladykin N.V., Kostrovitsky S.I., Spetsius Z., Mityukhin S.I., Prokopyev S.A., Medvedev N.S., Downes H. Б. 2017 Alakit and Daldyn kimberlite fields, Siberia, Russia: two types of mantle sub-terranes beneath central Yakutia? Geoscience Frontiers, 8, pp. 671-692 .
17. Ashchepkov I.V., Pokhilenko N.P., Vladykin N.V., Logvinova A.M., Kostrovitsky S.I., Afanasiev V.P., Pokhilenko L.N., Kuligin S.S., Malygina L.V., Alymova N.V., Khmelnikova O.S., Palessky S.V., Nikolaeva I.V., Karpenko M.A., Stagnitsky Y.B. 2010. Structure and evolution of the lithospheric mantle beneath Siberian craton, thermobarometric study. Tectonophysics 485, 17-41.
18. Bogdanova S.V., Gintov O.B., Kurlovich D.M., Lubnina N.V. Nilsson M.K., Orlyuk M.I., Pashkevich I.K., Shumlyansky L.V., Starostenko V.I. 2013. Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotation during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna). Lithos, 174, 196-216.
19. Kennedy C.S., Kennedy G.C. 1976. The equilibrium boundary between graphite and diamond. Journal of Geophysical Research, 81, 2467-2470.
20. Kessel R., Schmidt M.W., Ulmer P., Pettke T. 2005. Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120–180 km depth. Nature 437, 724-727.
21. Klemme S., Günther D., Hametner K., Prowatke S., Zack T. 2009. The partitioning of trace elements between ilmenite, ulvospinel, armalcolite and silicate melts with implications for the early differentiation of the moon. Chemical Geology 234, 251-263.
22. Konzett J., Armstrong R.A., Günther D. 2000. Modal metasomatism in the Kaapvaal craton lithosphere: constraints on timing and genesis from U–Pb zircon dating of metasomatized peridotites and MARID-type xenoliths. Contributions to Mineralogy and Petrology, 139, 704-719.

23. **Kopylova M.G., Nowell G.M., Pearson D.G. and Markovic G.**, 2009. Crystallization of megacrysts from protokimberlitic fluids: geochemical evidence from high-Cr megacrysts in the Jericho kimberlite. *Lithos* 112/ S1, 284-295.
24. **Kostrovitsky S.I., Morikiyo T., Serov I.V., Yakovlev D.A., Amirzhanov A.A.** 2007. Isotope-geochemical systematics of kimberlites and related rocks from the Siberian Platform. *Russian Geology and Geophysics* 48/3, 272-290, 2007.
25. **Lavrent'ev Yu.G., Usova L.V., Kuznetsova A.I., Letov S.V.** 1987. X-ray spectral quant metric microanalysis of the most important minerals of kimberlites. *Russian Geology and Geophysics*, 48 (5), 75-81
26. **Lee C.-T.A., Luffi P., Chin E.J.** 2011. Building and destroying continental mantle. *Annual Review of Earth Planetary Sciences* 39, 59-90.
27. **Lehtonen M. L., O'Brien H. E., Peltonen P., Johanson B. S., Pakkanen L. K.** 2004. Layered mantle at the Karelian Craton margin: P–T of mantle xenocrysts and xenoliths from the Kaavi–Kuopio kimberlites, Finland. *Lithos* 77, 593-608
28. **Maruyama S., Santosh M. Azuma S.** 2018. Initiation of plate tectonics in the Hadean: Eclogitization triggered by the ABEL Bombardment. *Geoscience Frontiers*. 9, 1033-1048.
29. **Mazzeo F.C., D'Antonio M., Arienzo I., Aulinas M., Di Renzo V., Gimeno D.** 2014. Subduction-related enrichment of the Neapolitan volcanoes (Southern Italy) mantle source: New constraints on the characteristics of the slab-derived components. *Chemical Geology* 386, 165-183.
30. **McCammion C.A., Griffin W.L., Shee S.R., O'Neill H.S.C.** 2001. Oxidation during metasomatism in ultramafic xenoliths from the Wesselton kimberlite, South Africa: implications for the survival of diamond. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 141, 287-296.
31. **McDonough W.F., Sun S.S.** 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223-253
32. **Mitchell R.H.** 1995. *Kimberlites, Orangeites and Related Rocks*, New York: Plenum Press, 245 p.
33. **O'Neill H.St.C., Wood B.J.** 1979. An experimental study of Fe-Mg-partitioning between garnet and olivine and its calibration as a geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 70, 59-70.
34. **O'Neill H.St.C., Wall V.J.** 1987. The olivine orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve, and the oxygen fugacity of the Earth's upper mantle. *Journal of Petrology* 28, 1169-1191.
35. **O'Neill H.St.C., Wall V.J.** 1987. The olivine orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve, and the oxygen fugacity of the Earth's upper mantle. *Journal of Petrology* 28, 1169-1191.
36. **Pokhilenko N.P., Agashev A.M., Litasov K.D., Pokhilenko L.N.** 2015. Carbonatite metasomatism of peridotite lithospheric mantle: implications for diamond formation and carbonatite-kimberlite magmatism. *Russian Geology and Geophysics* 56, 280-295.
37. **Rapp R.P., Irifune T., Shimizu N., Nishiyam N., Norman M. D., Inouea T.** Subduction recycling of continental sediments and the origin of geochemically enriched reservoirs in the deep mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 271, 1–4, 14-23.
38. **Rosenthal A., Yaxley G.M., Green D.H., Hermann J.** 2014. Continuous eclogite melting and variable refertilisation in upwelling heterogeneous mantle. *Scientific Reports* 4, 1-6.
39. **Rudnick R.L., McDonough W.F., O'Connell R.J.** 1998. Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere. *Chemical Geology* 145, 395-411.
40. **Sanloup C.** 2016. Density of magmas at depth. *Chemical Geology* 429, 51-59.

41. **Shchukina E.V., Agashev A.M., Pokhilenko N.P.** 2017. Metasomatic origin of garnet xenocrysts from the V. Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk region, NW Russia. *Geoscience Frontiers* 8, I 641-651.
42. **Shumlyanskyy L., Hawkesworth C., Kjell Billström K., Bogdanova S., Mytrokhyn O., Romer R., Dhuime B., Claesson S., Ernst R., Whitehouse M.** 2017. The origin of the Palaeoproterozoic AMCG complexes in the Ukrainian shield: New U-Pb ages and Hf isotopes in zircon. *Precambrian Research*. 292, 216–239.
43. **Shumlyanskyy L., Hawkesworth C., Dhuime B., Billström K., Claesson S., Storey K.** 2015. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages and Hf isotope composition of zircons from sedimentary rocks of the Ukrainian shield: Crustal growth of the south-western part of East European craton from Archaean to Neoproterozoic. *Precambrian Research*, 260, 39-54
44. **Smit K.V., Stachel T., Creasera R.A., Ickert R.B., DuFrane S.A., Stern R.A., Seller M.** 2014. Origin of eclogite and pyroxenite xenoliths from the Victor kimberlite, Canada, and implications for Superior craton formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 125, 308-337.
45. **Snyder D. B., Lockhart G.** 2009. Does seismically anisotropic subcontinental mantle lithosphere require metasomatic wehrlite–pyroxenite dyke stockworks? *Lithos*, 112, 961-965.
 - a. **Sobolev N.V.** 1977. Deep-Seated Inclusions in Kimberlites and the Problem of the Composition of the Mantle. American Geophysics Union, Washington, DC, 279 p.
 - b. **Sobolev N.V., Lavrentev Y.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V.** 1973. Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 40, 39-52.
46. **Stagno V., Ojwang D.O., McCammon C.A., Frost D.J.** 2013. The oxidation state of the mantle and the extraction of carbon from Earth's interior. *Nature* 493, 84-88.
47. **Sweeney R.J., Thompson A.B., Ulmer P.** 1993. Phase relations of a natural MARID composition and implications for MARID genesis, lithospheric melting and mantle metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115, 225-241.
48. **Taylor W.R., Kammerman M., Hamilton R.** 1998. New thermometer and oxygen fugacity sensor calibrations for ilmenite and chromium spinel-bearing peridotitic assemblages. 7th International Kimberlite Conference. Extended abstracts. Cape Town. 891-901.
49. **Terentiev R.A., Santosh M.** 2017. Post-collisional high-Mg granitoids from the Paleoproterozoic East Sarmatian Orogen (East European Craton): Evidence for crust–mantle interaction. *Lithos*. 274–275, 271-290
50. **Tomlinson E.L., Müller W., EIMF,** 2009. A snapshot of mantle metasomatism: Trace element analysis of coexisting fluid (LA-ICP-MS) and silicate (SIMS) inclusions in fibrous diamonds. *Earth and Planetary Science Letters* 279, 362-372.

Особенности вещественного состава кимберлитов глубоких горизонтов трубки Юбилейная

Спеццус З.В., Аминов А.В., Иванов А.С.

*Научно-исследовательское геологическое предприятие
(НИГП) АК АЛРОСА, г. Мирный*

Абстракт. В статье сделана попытка обобщить имеющиеся данные по химическому составу, петрографическим и минералогическим особенностям кимберлитовых пород верхних и глубоких горизонтов трубки Юбилейная. Используются оригинальные данные по петрографии, содержанию минеральных фаз в мезостазице кимберлитов и распределению индикаторных минералов в кимберлитах керна эксплуатационных горизонтов: (-)280 – (-)680 м, распространенности оливина и псевдоморфоз по нему, а также автолитовых образований в различных разновидностях кимберлитов. Петрологические данные свидетельствуют о том, что для кимберлитов трубки Юбилейная характерна преимущественно гранатовая ассоциация индикаторных минералов, относительно невысокие содержания индикаторных минералов, преобладание малиновых пиропов лерцолитового парагенезиса, невысокая распространенность титанистых гранатов, два типа составов ильменитов и хромшпинелидов. Можно полагать, что эти параметры характерны для среднеалмазных кимберлитовых тел. Результаты исследования химизма гранатов и данные по соотношению гранатов эклогитового и ультраосновного парагенезиса в концентрате данной трубки, с учетом количества парагенетических ассоциаций алмазного парагенезиса свидетельствуют о распространенности эклогитовых гранатов в составе индикаторных минералов. Это позволяет утверждать о существенном вкладе алмазов эклогитового парагенезиса в формирование совокупности алмазов данной трубки, что, по нашему мнению, обусловило повышенное содержание крупных кристаллов алмазов в кимберлитах трубки Юбилейная

Petrology of the Yubileynaya kimberlite pipe: application to the variation of kimberlites composition with the depth

Spetsius Z.V., Aminov A.V., Ivanov A.S.

NIGP, AK "ALROSA" (ZAO), Mirny, Russia; spetsiuszv@alrosa.ru

Abstract. In this paper are summarized investigation results on the chemistry, petrography and

mineralogy of kimberlitic rocks of the upper and deep levels of the Yubileynaya pipe. There are given original data on mineral phases contents in kimberlite ground mass, distribution of indicator minerals and olivine and its pseudomorphoses as well as autoliths (pyroclasts) in kimberlite drill cores of different levels (-)280 – (-)680m.

Petrologic evidence suggest that for the kimberlites of the Yubileynaya pipe is characteristic the prevalence garnet association of indicator minerals with the relatively low their whole content, predominance of hercynitic pyropes, low content of titanium garnets, two types of ilmenites and chromspinelides. The particularity of this pipe is the presence, both eclogite and garnet websterite xenoliths as well as their diamondiferous varieties. This evidence is confirmed also by the composition of the paragenic associations of indicator minerals that is indicative of essential difference of lithospheric mantle under this given pipe in contrast with nearby kimberlitic pipes. It is possible to speculate that these peculiarities are specific for the kimberlite pipes of the middle diamond productivity.

Results of the garnets chemistry and the data of the distribution of eclogitic and ultramafic garnets in kimberlite concentrate of this pipe with the taking in account quantity of garnet variety potentially associated with diamonds suggest an increased prevalence of eclogitic garnets among indicator minerals. This allowed making a statement about essential input of eclogitic paragenesis diamonds in the whole diamond production of this pipe. In our opinion these peculiarities also determine the increased content of large diamond crystals in kimberlites of the Yubileynaya pipe.

ВВЕДЕНИЕ

Месторождение тр. Юбилейная было открыто в 1975 г. геологами Амакинской экспедиции И.Я. Богатых, В.П. Роциным, Эринчек Ю.М. и В.И. Луговским. Карьерная отработка месторождения начата в 1989 году и продолжается по настоящее время. Трубка находится в верховьях р. Мархи в 15 км к СЗ от пос. Айхал [3, 5]. К трубке примыкает система даек, ориентированных в СВ направлении. В непосредственной близости от ЮЗ контакта тр. Юбилейная располагается трубка-спутник Озерная. На СЗ фланге месторождения в толще перекрывающих пород залегает кимберлитовое тело Отторженец, которое судя по ряду фактов [5], представляет собой фрагмент трубки Юбилейная. Тр. Юбилейная является крупнейшей в Якутской алмазонасной провинции. В плане она имеет удлиненную, близкую к грушевидной форму с простиранием по азимуту 72° (Рис. 1). Размер рудного тела под перекрывающими породами составлял 1293x741 м, площадь - 560 000 м². С глубиной трубка существенным образом сужается. При этом в восточной части сужение ее происходит более умеренно, чем в центральной и западной, наиболее расширенных в верхних горизонтах частях.

В восточной части трубки раструб наблюдается лишь в приповерхностной части рудного тела до глубины 130 м (абс. отметка +420 м) с падением контактов к центру тела под углами 50-70°, глубже углы падения возрастают до 75-85°. С глубины 430 м от поверхности рудного тела трубка превращается в дайкообразное тело с субвертикальным залеганием и крутопадающими (85-90°) контактами. Локальный раздуп мощности

дайкообразного тела наблюдается также в его ЮЗ части на уровне отметок +120-220 м.

В структуре трубки выделяются породы двух главных фаз внедрения: фланги сложены массивными порфиоровыми кимберлитами первой фазы, а центральный канал, начиная от основания чашеобразного расширения (с глубины 300 м и ниже), выполнен автолитовыми брекчиями второй фазы.

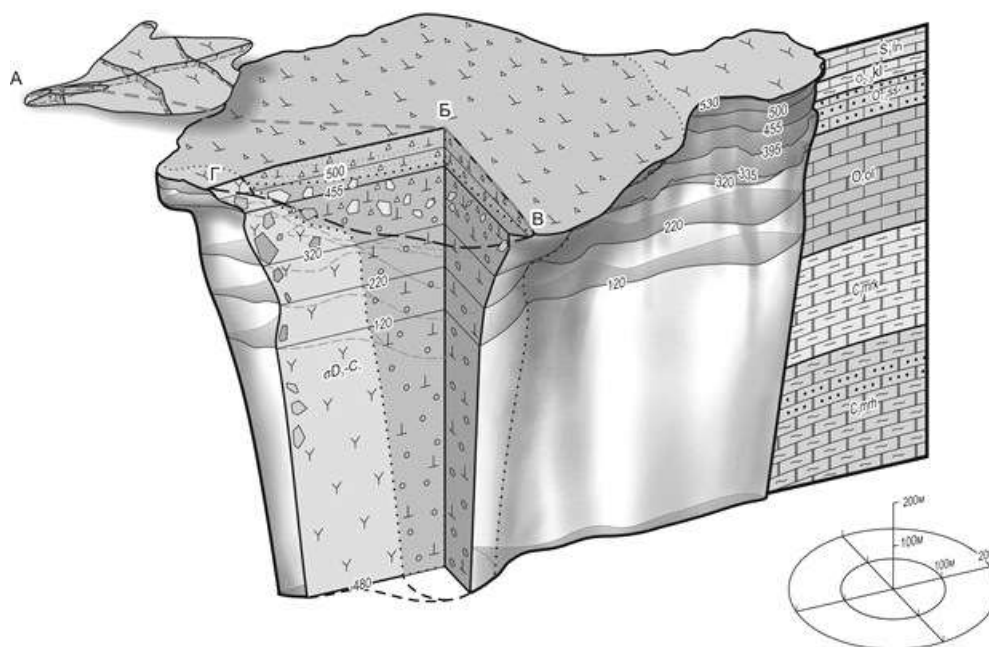


Рис. 1. Объемная модель месторождения трубки Юбилейная (вид с юга), по [3].

Кимберлитовые породы первой фазы внедрения, слагающие западный и восточный фланги месторождения, по текстурно-структурным особенностям, вещественному составу и алмазонасности близки между собой. Это плотные, окрашенные в серо-зеленые цвета породы с отчетливо выраженной порфиоровой структурой основной массы. Переходы между кимберлитовыми породами первой и второй фаз внедрения постепенные, через зону смешения мощностью от 5 до 30 м.

Наиболее сложное строение трубки и неоднородный состав пород установлены в центральной части кратерного расширения. Выполнена она различными вулканогенными породами – от вулканогенно-осадочных образований, слагающих верхнюю кратерную часть раструба, до подстилающих их туфов и туфобрекчий, инъецированных кимберлитовыми брекчиями завершающей стадии формирования диатремы (Харьков и др., 1998.Зольн). В основании кратерной части находилась зона, насыщенная крупными глыбами вмещающих пород – так называемый «ксенолитный пояс».

В пределах верхних горизонтов кратерного расширения

преимущественное развитие имели субгоризонтально залегающие осадочно-вулканогенные породы, слагающие почти полностью приповерхностную часть центрального "рудного столба" и занимающие до 85 % площади поверхности трубки. Мощность их варьирует от нескольких метров в краевых частях "чаши" до 100-150 м в ее центре. Содержание обломочного материала вмещающих пород в кратерной чаше варьирует от первых процентов до 60 % их объема. Изредка в породах чаши были обнаружены ксенолиты мантийных пород и обломки ПК, слагающих западный и восточный "рудные столбы".

На глубине от 70 до 150 м от земной поверхности в пределах осадочно-вулканогенной толщи были вскрыты зоны, сложенными ритмично-осадочными прослоями пелитоморфных отложений, чередующимися с прослоями песчано- и гравелитоподобных пород [Зол]. Песчанистые прослои дифференцированы по размеру обломков на мелко-, средне- и крупнозернистые. Контакты между прослоями, как правило, резкие. Прослои собраны в зоны мощностью от первых десятков сантиметров до 1 м. В восточной части кратера эти зоны были наклонены на запад под углом 20°, в западной части - на юго-восток под углом 20-25°, т.е. падение их в противоположных концах кратера было направлено к центру трубки [5].

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ ЮБИЛЕЙНАЯ

Изменчивость вещественного состава кимберлитов трубки Юбилейная обсуждается по данным сравнительного анализа кимберлитов из эксплуатационных скважин опорных горизонтов (+)440 – (+)530 м., приведенных в отчетных материалах «Коренные источники-2» [Ротман, 2001], и по результатам исследования кимберлитов из скважин глубоких горизонтов (-) 280 – (-) 660 м, полученным в последние годы (2018-2019 гг.).

Среди кимберлитовых пород верхних горизонтов +440, 470, 500, 530 м., выделены порфиновые кимберлиты (ПК) и автолитовые кимберлитовые брекчии (АКБ).

Порфиновые кимберлиты имели довольно широкое распространение в пределах Восточного рудного столба, а также встречались в виде ксенолитов в автолитовой кимберлитовой брекчии. Для порфирового кимберлита характерны серые цвета иногда с буроватым и зеленоватым оттенком, кластические мелко-среднепорфировые структуры, иногда такситовые текстуры имикротакситовые текстуры основной массы. Содержание псевдоморфоз по оливину I генерации составляет 12-16 %, редко до 20 %, по оливину II генерации 8-12 %, иногда 20 %, в редких случаях 25-30 %.

Такситовые текстуры обусловлены резко неравномерным распределением псевдоморфоз по оливину I и II генерации и проявляются в

виде линейных либо неправильных зон, различающихся количеством и размерностью псевдоморфоз. Одни зоны насыщены псевдоморфозами, как первой, так и второй генерации, в других отмечается преобладание псевдоморфоз второй генерации, третьи характеризуются афировой структурой. Микротакситовые текстуры возникают из-за неравномерного распределения материала основной массы, обычно рудных минералов и флогопита, локализующихся или вблизи вкрапленников, или в виде скоплений, нередко совместно с карбонатом и серпентином, образуя сгустки и желваки.

Порфиновые выделения представлены в основном псевдоморфозами по оливину I и II генераций, которые частично или полностью замещены серпентином, в меньшей степени кальцитом. Псевдоморфозы по оливину I генерации имеют угловатую, округло-угловатую форму, размером более 1 мм, обычно не более 5-6 мм, в редких случаях 8-10 мм и в единичных – 15-18 мм. Выполнены они серпентином и карбонатом. Соотношение этих минералов всецело зависит от степени наложенных процессов вторичного преобразования. Отличительной особенностью псевдоморфоз по оливину II генерации является идиоморфная форма и повышенные максимальные размеры (до 0,8-1,0 мм).

Микроскопически порфиновые кимберлиты имеют кластическую средне-мелкопорфировую структуру и состоят из псевдоморфоз по оливину I генерации (обычно округло-угловатой формы) размером 1-5 мм, сложенных волокнистым и криптозернистым серпентином, карбонатом и рассеянным в нем рудным минералом (магнетит). В породе присутствуют псевдоморфозы серпентина и карбоната по идиоморфным кристаллам оливина II генерации (15-20 %), а также редкие таблички и пластинки слабо-хлоритизированного флогопита II генерации (4-5 %) размером 0,05-0,2 мм, идиоморфные кристаллики непрозрачного рудного минерала и перовскита (общее содержание 4-5 %) размером до 0,05-0,08 мм.

Автолитовые кимберлитовые брекчии слагали в основном центральный рудный столб. Для них характерны серые, голубовато-серые и темно-серые цвета со всевозможными зелеными оттенками, средне-мелкообломочные, среднеобломочные и реже крупно-обломочные структуры. Отличительной особенностью АКБ является высокое содержание зерен пироба (0,6-0,9 %, иногда до 1,1-1,3 % объема), более крупные их размеры, несколько повышенное содержание пикроильменита (до 0,15-0,4 %), а также редкие реликты оливина I генерации. Данная разновидность характеризуется также повышенным содержанием обломков глубинных пород (до 1-1,5 %).

Содержание псевдоморфоз по оливину I генерации находится в пределах 10-30 %, обломков карбонатных пород 2-12 %, иногда достигая 15-18 %, содержание псевдоморфоз по оливину II генерации варьирует в пределах 8-15 %. Автолитовая текстура кимберлита-цемента четко

проявлена. Автолиты имеют ядерное строение, и состоят из ядра - (минералы, ксенолиты) и концентрически зональной оболочки, состоящей из основной тонкозернистой массы с орбитальным расположением в ней компонентов кимберлитов. Помимо автолитов в АКБ отмечались округлые обломки порфировых кимберлитов. Вблизи границы с порфировыми кимберлитами восточного рудного столба их содержание резко повышается. Псевдоморфозы по оливину I генерации обладают угловато-округлой, округлой иногда неправильной и угловатой формой. Размеры их варьируют в пределах 1-8 мм, иногда достигают 10-15 мм. Сложены они обычно серпентином и карбонатом с тонкодисперсной рудной вкрапленностью. Псевдоморфозы по оливину II генерации субидiomорфной и идиоморфной формы размером 0,1-0,8 мм, сложены карбонат-серпентиновым, либо серпентин-карбонатным материалом.

При микроскопическом изучении АКБ был установлен следующий состав: псевдоморфозы серпентина и карбоната по оливину I генерации составляли (около 15%), обычно округло-угловатой формы и размером 1-8 мм; псевдоморфозы по оливину II генерации составляли (8-14%), как правило, субидiomорфной и идиоморфной формы; автолиты округлой формы составляли (5-7%), обычно ядерного строения (мощность оболочек до 0,7 мм), в ядрах – псевдоморфозы по оливину, иногда крупные лейсты флогопита. Состав оболочек карбонат-серпентиновый с вкраплениями рудного минерала, флогопита и редких микровкрапленников псевдоморфоз по оливину.

Содержание ксенолитов глубинных пород в кимберлитах верхних горизонтов трубки неравномерное - от единичных находок в кимберлитовых брекчиях кратерной фации до максимального по Алакит-Мархинскому полю содержанию в автолитовых кимберлитовых брекчиях (0.5 об.%). Наряду с ксеногенным материалом мантийных пород в кимберлитах трубки отмечаются ксенолиты пород кристаллического фундамента. Их содержание в разновидностях кимберлитовых пород весьма неравномерное от единичных обломков в кимберлитовых брекчиях кратерной фации до 6 об.% в АКБ центрального рудного столба.

По результатам рентгенотермографического анализа тонкой фракции основной массы кимберлитов верхних горизонтов получено следующее среднее содержание минеральных фаз в мезостазисе кимберлитов (Рис. 2). Среди минералов доминировали серпентин (35%) и кальцит (33,4%), распространены доломит и флогопит, при существенном количестве других элементов (21,3%). Среди последних присутствовали, неравномерно распределяясь: барит, монтмориллонит, гипс, ангидрит, пирит, магнетит, кремнезём и аморфное вещество.

Как было отмечено выше, нами предпринята попытка выявления вертикальной зональности вещественного состава кимберлитов трубки Юбилейная в результате сопоставления верхних и глубоких горизонтов

трубки. В последнем случае используются данные полученные при минералого-петрографическом изучении кимберлитов из керна скважин глубоких горизонтов с -280 до-660 м.

Порфиновые кимберлиты глубоких горизонтов трубки Юбилейная представляют собой породы темно-серого цвета с грязно-зеленым оттенком, также отмечаются интервалы, окрашенные в бурые тона характеризуются массивной текстурой породы. Микроскопически

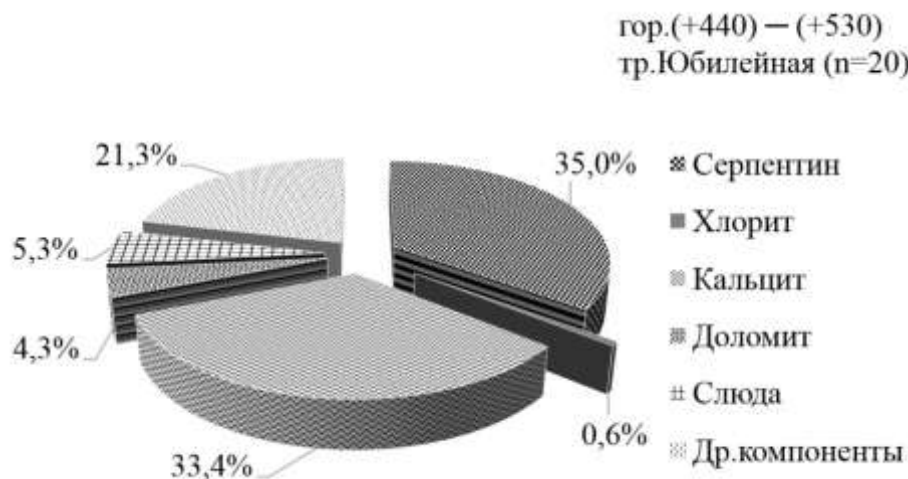


Рис. 2. Содержание минералов в мезостазисе кимберлитов верхних горизонтов: (+) 440 – (+)530 м, трубка Юбилейная.

порфиновые кимберлиты имеют кластическую средне-мелкопорфировую структуру. В породе контрастно разделяются зерна порфировых вкрапленников и основной массы. Среди порфировых вкрапленников основную часть породы занимают псевдоморфозы серпентина по оливину, реже присутствуют реликты свежего оливина. Чаще всего псевдоморфозы сложены волокнистым или криптозернистым серпентином, тонкозернистым карбонатом, иногда мелкой сыпью рудного минерала (гётитом) или микровыделений магнетита. Псевдоморфозы имеют различную форму выделений: от округлой до обломочно-угловатой формы. Содержание псевдоморфоз I генерации составляет 22-24%, размер которых в среднем 5 мм, встречаются макрокристы размером до 14 мм. В порфировых вкрапленниках так же иногда присутствуют пластинки флогопита округлой и неправильной формы, размером до 4 мм (2-3%). В микрозернистой основной массе встречаются зерна граната (1-2%), рудных минералов (2%) и единичные зерна апатита. Связующая масса порфирового кимберлита сложена варьирующими по количеству и соотношениям тонкодисперсным серпентином, псевдоморфозами серпентина по оливину II генерации, тонкозернистым кальцитом, доломитом, флогопитом, рудным минералом.

Содержание различных компонентов в штуфных образцах

Таблица 1

Средний компонентный состав разных петрографических типов кимберлитов трубки Юбилейная (результаты подсчета компонентов в штуфах, лин.%)

Скв.	Тип пород	Кол-во обр.	Ксенолиты			Сферо-такситы	Gt	Пм	Псевд. по ОI
			осадоч. пород	у.о. пород	метам.пород				
438.1.1	АКБ	3	9,69	0,45	1,03	4,58	0,12	0,07	16,77
438.1.1	ПК	2	5,82	0,00	0,93	0,00	0,13	0,06	19,76
438.1.2	АКБ	8	7,96	0,60	0,95	3,85	0,03	0,13	16,02
438.1.2	ПК	1	4,78	0,00	0,00	0,00	0,06	0,12	27,85
438.2.1	АКБ	4	8,51	0,41	0,62	3,04	0,15	0,18	19,14
438.2.1	ПК	4	3,83	0,00	0,00	0,22	0,02	0,12	25,21
438.2.2	АКБ	3	8,21	5,43	4,39	2,97	0,02	0,06	19,93
438.2.2	ПК	6	5,73	0,15	0,00	0,00	0,10	0,03	23,77
438.3.2	АКБ	3	16,70	0,59	0,54	15,26	0,09	0,02	5,92
438.3.2	ПК	7	4,03	0,00	0,32	0,00	0,08	0,01	21,67
438.3.2	АКБ	3	16,70	0,59	0,54	15,26	0,09	0,02	5,92
438.4.2	АКБ	5	17,32	0,00	0,00	7,92	0,05	0,00	13,37
438.4.2	ПК	1	1,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	23,81
438.5.2	АКБ	1	5,89	0,00	0,00	7,06	0,07	0,00	13,96
438.5.2	ПК	4	3,44	0,00	0,47	0,03	0,05	0,01	21,24
439.2.1	АКБ	1	28,96	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,71
439.2.1	ПК	5	4,81	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	20,59
Среднее по типам	АКБ	28	11,53	0,92	1,00	5,64	0,06	0,08	14,93
	ПК	30	4,44	0,03	0,20	0,03	0,06	0,04	22,48

Примечания: а) точность подсчётов до 0,01; б) результаты подсчета компонентов в штуфах, лин.%; в) содержание граната, ильменита и хромшпинели - в % от площади среза штуфного образца.

кимберлитов по результатам макропетрографических подсчетов приведено в табл. 1. Отметим, что основным компонентом являются псевдоморфозы по оливину, количество ксенолитов мантийных пород в порфировом кимберлите в среднем менее 4%. В АКБ распространены обломки осадочных пород при низком количестве ксенолитов метаморфических и ультраосновных пород (табл. 1).

Ниже приводится состав минералов основной массы порфировых кимберлитов, установленный по результатам рентгенотермографического анализа (Рис.). Условия съемки: дифрактометр ARLX`TRA, CuK α излучение, V=40 кв, J=40 ма., термоанализатор DTG60AH (Shimadzu), скорость нагрева

20°/мин, T=1000°С. Как следует из полученных данных в составе основной массы глубоких горизонтов резко преобладает серпентин (52,6%), при подчиненном количестве кальцита (13,2%), слюды (10,1%) и хлорита (5,1%). Распространен доломит, присутствуют апатит, пирроаурит, гипс, гематит, пирит, магнетит.

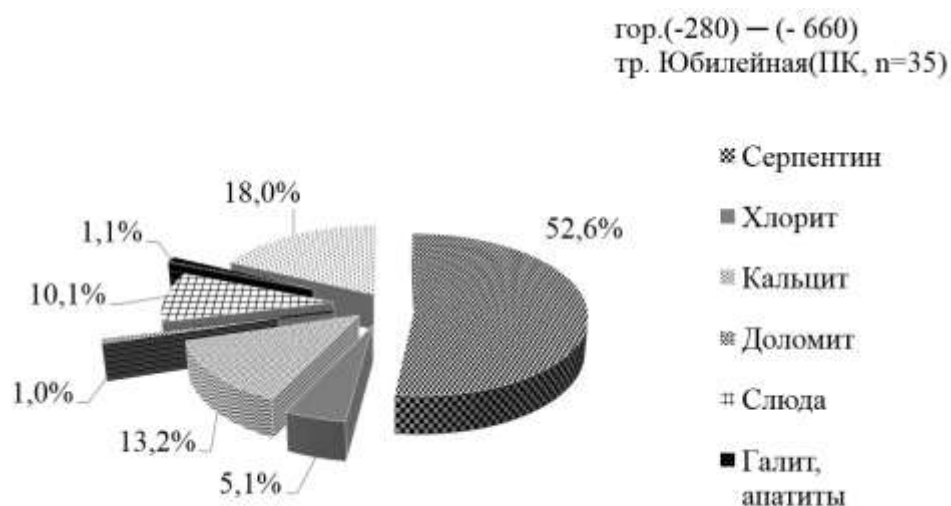


Рис. 3. Содержание минералов в мезостазисе порфировых кимберлитов глубоких горизонтов: – 280 – 660 м, трубка Юбилейная.

Автолитовы екимберлитовые брекчии (АКБ) характеризуются брекчиевой текстурой породы и автолитовой структурой основной массы кимберлита. Автолитовая структура кимберлита-цемента четко проявлена. Автолиты имеют ядерную и порфировую структуру. Ядерные автолиты занимают в среднем 7% площади шлифа (Рис. 4, слева). Размеры таких выделений в районе 5 мм, но редко достигают и 9 мм. Ядра автолитов располагаются в центре или смещены к периферии и представлены ксенолитами осадочных пород (наиболее часто), а так же порфировыми вкрапленниками основной массы: псевдоморфозами серпентина по оливину, зернами рудных минералов, зернами граната в келифитовой кайме. Автолиты выделяются темным оттенком оболочки (повышенная карбонатизация и насыщение рудными минералами), толщина которой не превышает 1 мм. Оболочка состоит из псевдоморфозы серпентина по оливину размером, пластинок флогопита, непрозрачного рудного минерала и мелкозернистой карбонат-серпентиновой основной массы. Состав основной массы оболочки в шлифах в отдельных случаях установлены кальцит (55%), доломит (15%), непрозрачный рудный минерал (15%), серпентин (5%), флогопит (5%).

В АКБ трубки Юбилейная диагностированы также автолиты с порфировой структурой (Рис. 4, справа). Порфировые автолиты занимают в

среднем 4% площади шлифа и имеют округло-продолговатую форму выделений. Размер порфировых выделений в среднем не более 3 мм, максимум 6 мм. В внутренней части таких образований находится участок породы, схожий по облику с ПК. Порфировые вкрапленники представлены псевдоморфозой серпентина по оливину иногда частично замещённые тонкозернистым карбонатом. Их размеры до 2 мм. Присутствуют пластинки флогопита 1,2 мм, зерна граната с келефитовой каймой. Непрозрачный рудный минерал в порфировых вкрапленниках отсутствует. Связующая масса внутренней части порфировых автолитов сложена микролитами кальцита, тонкодисперсным серпентином, флогопитом, непрозрачным рудным минералом.

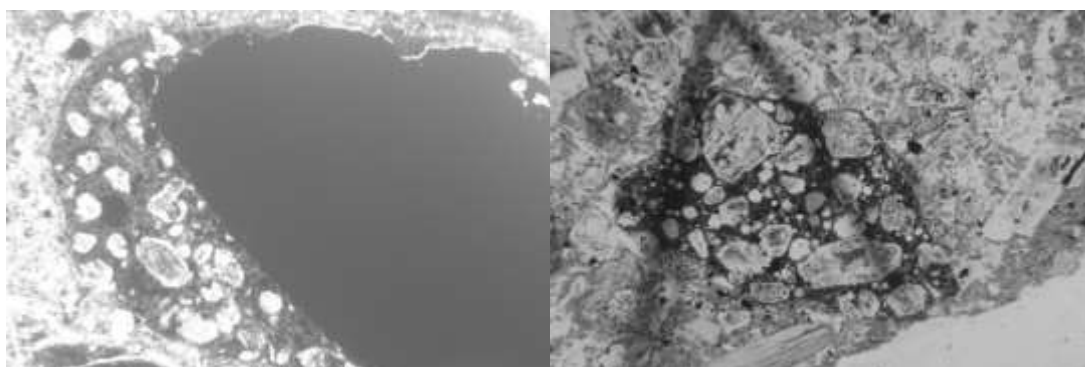


Рис. 4. Ядерный автолит (слева) и порфировый автолит (справа) в кимберлитах глубоких горизонтов трубки Юбилейная. Фото в проходящем свете при увеличении 25^x

Порфировые вкрапленники АКБ имеют схожее строение и состав с порфировыми вкрапленниками ПК. Псевдоморфозы оливина замещены серпентином, частично карбонатом (реликты свежего оливина встречаются редко), присутствуют микро-вкрапленники рудных минералов. Среднее содержание псевдоморфоз серпентина по оливину в АКБ меньше чем в ПК и составляет 15-18 % площади шлифа. Различной формы зерна рудных минералов имеют размеры до 3,8 мм (2%). Зерна округлой формы и пластинки флогопита с максимальной длиной 2,9 мм занимают 1-2 % площади шлифа. Зерна граната в келифитовой кайме составляют менее 1 % всего объема вкрапленников. Основная масса АКБ сложена тонкозернистым кальцитом, серпентином, флогопитом и непрозрачным рудным минералом. Редко встречаются зерна апатита.

Минеральный состав основной массы АКБ близки к таковым ПК. В отличие от ПК в АКБ наблюдается глубокое замещение (до сульфатов) крупных вкрапленников оливина.

В АКБ аналогично ПК низкое содержание глубинных ксенолитов и ксенолитов метаморфических пород, но существенно выше, чем в ПК,

содержание обломков осадочных пород, около 8%.

Данные рентгенотермографического анализа состава основной массы АКБ представлены на рис. 5. Среди минералов резко доминирует серпентин (60,1%), слюда (10,1%), кальцит (7%), хлорит (6,7%) при подчиненном количестве пироаурита, гипса, гематита, пирита, магнетита.



Рис. 5. Содержание минеральных фаз в связующей массе АКБ трубки Юбилейная (глубокие горизонты, – 280 – 660 м).

Химические составы, соответственно, содержания породообразующих оксидов в ПК и АКБ представлены в **Ошибка! Источник ссылки не найден.**, где приведены усредненные сравнительные данные по химическому составу основной массы кимберлитов верхних и глубоких горизонтов трубки Юбилейная. Результаты химических исследований кимберлита-цемента трубки Юбилейная показали, что порфиновые кимберлиты характеризуются повышенными содержаниями оксидов TiO_2 , K_2O и P_2O_5 по сравнению с кимберлитовыми брекчиями (Табл. 2), однако весьма близки по содержанию большинства оксидов, что было отмечено в работе [[харьк]. Следует отметить, что во всех случаях, один и тот же текстурно-структурный тип кимберлита, характеризующийся определенными петрохимическими показателями, на контакте с вмещающими породами подвержен некоторым изменениям, обусловленным непосредственной близостью карбонатных пород, что выражается в более активной кальцитизации, доломитизации, и т.д. На уровне химического состава это проявляется в значительных колебаниях основных породообразующих оксидов: CaO , MgO , SiO_2 , TiO_2 и др.

Подчеркнем, что кимберлиты глубоких горизонтов в отличие от ранее изученных пород верхних горизонтов отличаются повышенным содержанием K_2O и Na_2O , при примерно неизменном количестве Ti_2O . Эта закономерность по мнению авторы работы [1] указывает на увеличение глубин

формирования проторасплавов и, возможно, продуцирует повышение их алмазоносности.

Таблица 2

Химический состав основной массы кимберлитов тр. Юбилейная, мас. %

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	S	Ппп
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
1	28,95	1,02	1,94	7,59	9,08	29,18	0,11	0,61	1,11	0,38	0,14	20,06
2	27,72	1,23	2,2	6,94	10,66	28,64	0,10	0,85	0,37	0,47	0,11	20,16
3	29,48	1,29	1,72	6,30	10,95	29,47	-	0,27	0,01	0,49	-	20,11
4	28,55	1,01	1,88	7,06	11,17	28,81	-	0,32	0,11	0,39	-	-

***Примечание:** 1-АКБ (глубокие горизонты, среднее по 27 обр.); 2-ПК (глубокие горизонты, среднее по 35 обр.); 3-средние составы кимберлитов по (Василенко и др., 1997); 4-химические составы кимберлитов, среднее по 20 обр. (верхние горизонты, по Ротман и др., 2001)

В результате изучения верхних и глубоких горизонтов трубки Юбилейная установлено:

- а) с увеличением глубины изученности более распространены реликты свежего оливина;
- б) в глубоких горизонтах отмечены зерна граната в келифитовых каймах каймах;
- в) ядра автолитов в верхних горизонтах отличаются от ядер в глубоких наличием зерен флогопита, отсутствием зерен граната и непрозрачных рудных минералов;
- г) в глубоких горизонтах трубки более распространены порфиновые автолиты;
- д) мезостазис кимберлитов глубоких горизонтов трубки отличается от верхних более серпентинизированным составом, меньшим количеством карбонатного минерала, большим количеством слюды и хлорита.

Таким образом, кимберлиты глубоких горизонтов меньше подверглись гидротермальному воздействию, о чем говорит меньшая степень карбонатизации. Это подтверждают данные рентгенотермографического анализа и наблюдения в шлифах. Об этом свидетельствует и присутствие реликтов свежего оливина. Полученные данные по химическому составу свидетельствуют, что с увеличением глубины идет увеличение содержания K₂O в основной массе, что даёт основание говорить о возможном увеличении содержания алмазов с глубиной обработки трубки Юбилейная.

**МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ ЮБИЛЕЙНАЯ**

Индикаторные минералы (ИМК) в кимберлитах трубки

Юбилейная представлены гранатами (среднее содержание ~0,02%), пикроильменитом (~0,001%), хромшпинелидами (~0,01%). Оливин и клинопироксены встречаются редко. В этом плане кимберлиты Юбилейной существенно отличаются от рядом расположенных трубок Заря, где преобладает ильменит, и Айхал[3,8].



Рис.6. Соотношение цветовых разновидностей гранатов в кимберлитах верхних горизонтов трубки Юбилейная.

Гранаты преобладают над остальными минералами-спутниками и представлены несколькими цветовыми разновидностями. Размеры зерен не превышают 5 мм в поперечнике. Разница между соотношениями зерен по цветам в порфировом кимберлите и автолитовой кимберлитовой брекчии незначительна (рис. 6, 7). Полученные данные показывают, что порфировые кимберлиты характеризуются несколько лучшей сохранностью ИМК, нежели кимберлитовые брекчии и увеличением количества гранатов.

Результаты исследования минералогических особенностей ИМК из кимберлитов трубки Юбилейная рассмотрены на примере данных мирозондового анализа гранатов ильменитов и хромшпинелидов. Сравнение полученных результатов состава гранатов из глубоких горизонтов трубки Юбилейная с аналогичными данными по верхним горизонтам трубки продемонстрировано на рис. 8, 9.



Рис.7. Соотношение цветовых разновидностей гранатов в кимберлитах глубоких

горизонтов трубки Юбилейная.

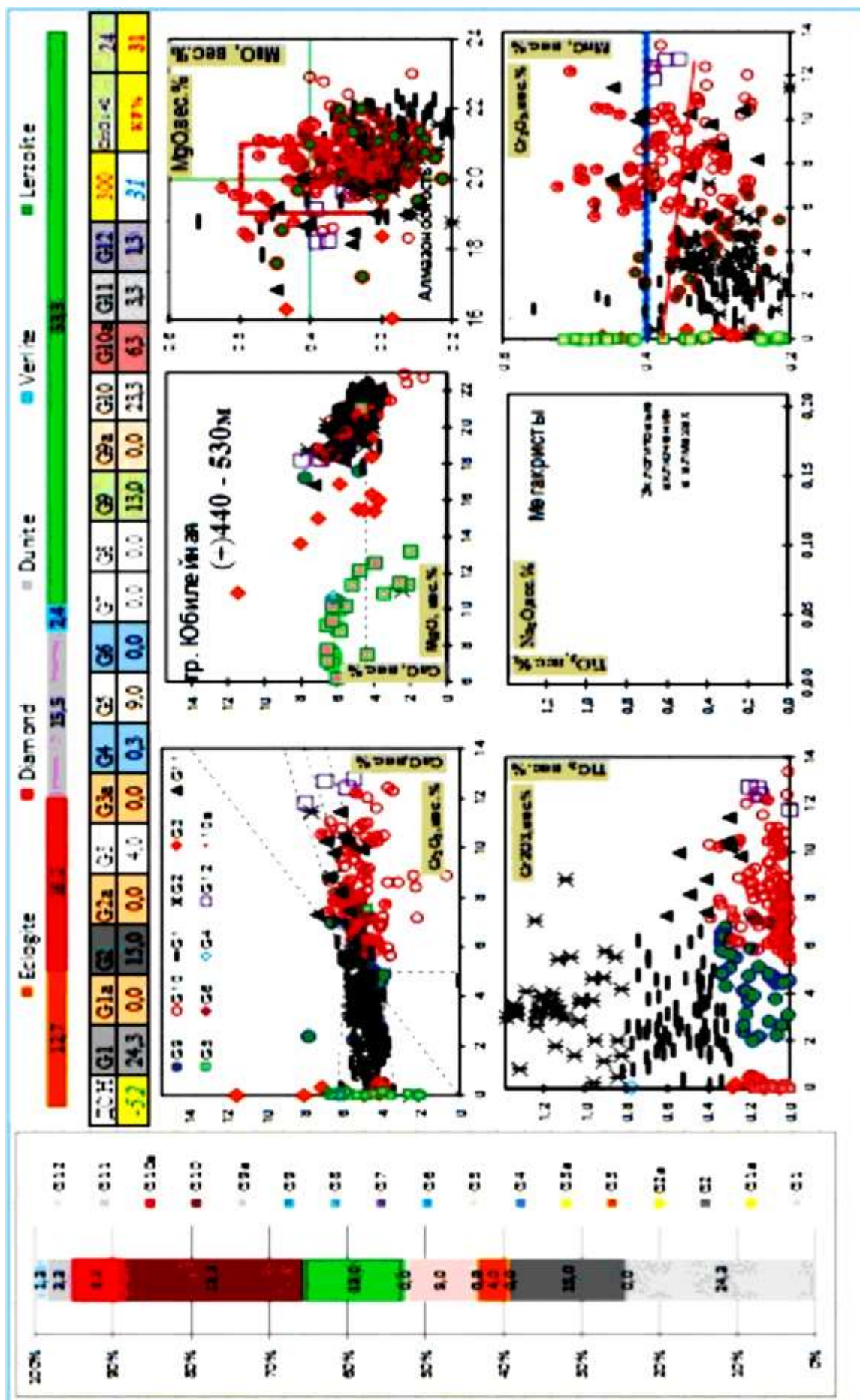


Рис. 9. Комплексные диаграммы состава гранатов из глубоких горизонтов трубки Юбилейная.

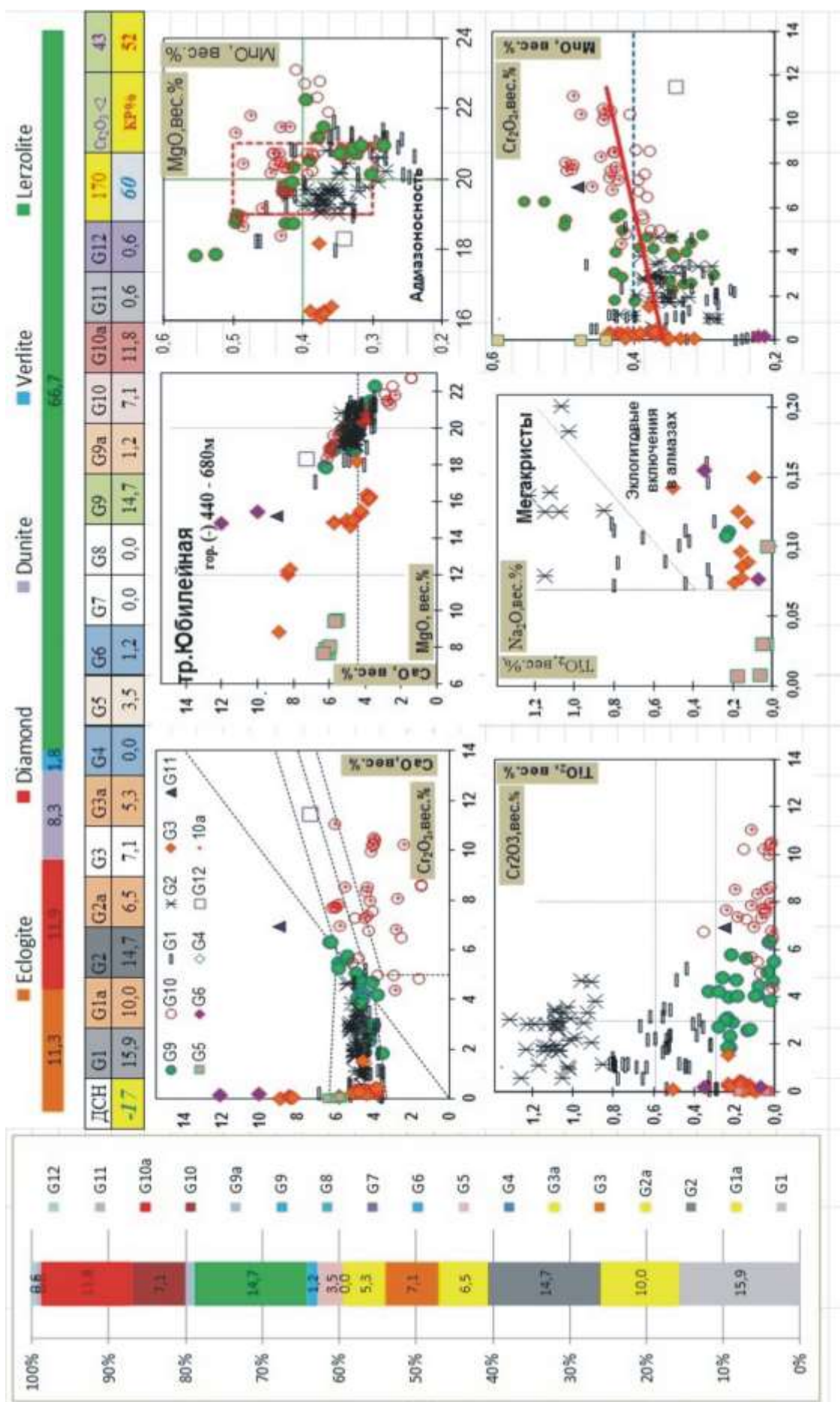


Рис. 8. Комплексные диаграммы состава гранатов из верхних горизонтов трубки Юбилейная.

Состав гранатов из кимберлитов трубки Юбилейная разнообразен и широко варьирует на верхних и нижних горизонтах. В обоих случаях преобладают гранаты лерцолитового парагенезиса – 50%, среди них преобладают зерна с содержанием Cr_2O_3 от 2 до 8 мас.%. По классификации Дж. Доусона и В. Стефенса [6] среди гранатов преобладают хромовые пиропы (группа G9) и малокальциевые хромовые пиропы (группа G10), их количество составляет более 20% как на верхних, так и на глубоких горизонтах. Около 15% составляют титанистые и высокотитанистые гранаты с содержанием TiO_2 более 0,6 мас.%. Гранаты дунит-гарцбургитового парагенезиса составляют около 15% и гранаты эклогитового парагенезиса менее 15%. Доля гранатов алмазной дунит-гарцбургитовой ассоциации составляет около 10%, что отражается на известной диаграмме Н.В.Соболева [4]. Следует отметить увеличение с глубиной гранатов группы G10 по классификации [6]. Установлено также, что в глубоких горизонтах трубки содержится на 6% больше пиропов из области алмазоносных эклогитовых парагенезисов и установлено присутствие гранатов алмазной ассоциации эклогитового парагенезиса, согласно [7].

13).

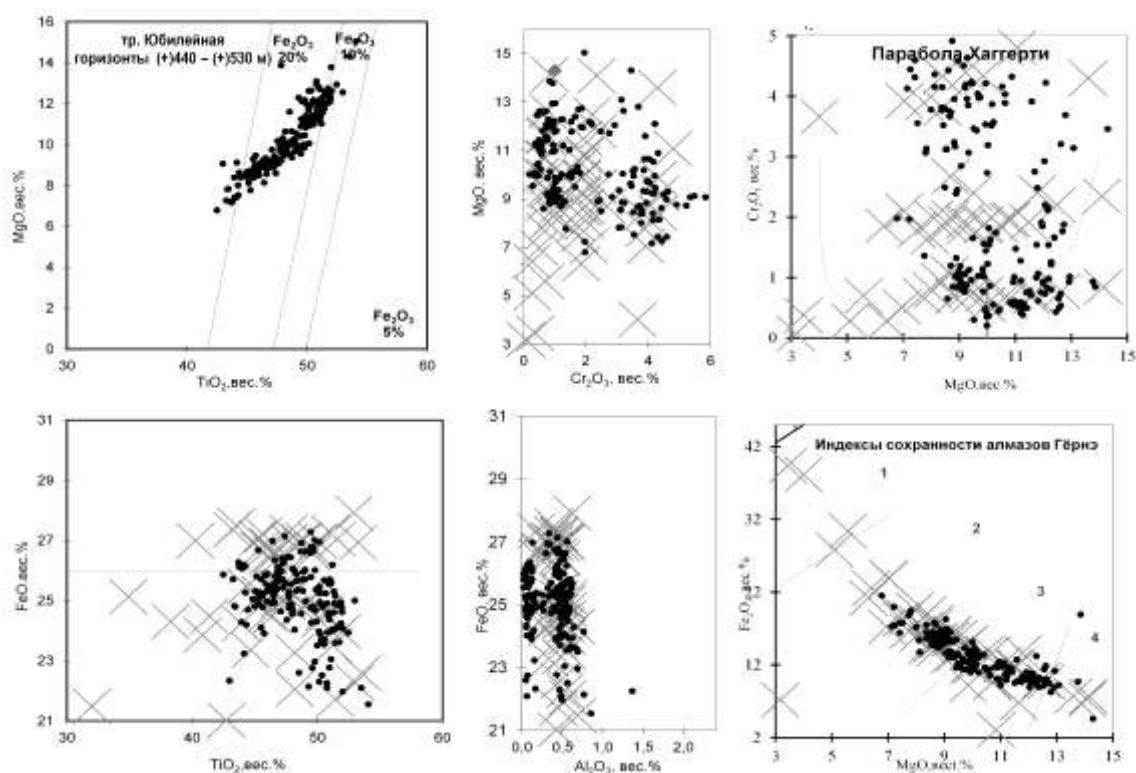


Рис. 10. Комплексные диаграммы состава ильменитов из верхних горизонтов трубки Юбилейная.

Пикроильменит. Ильменит в кимберлитах трубки Юбилейная встречается относительно редко. Размер зерен ильменита $-5+0,2$ мм, преобладает класс -

1+0,5мм. Преобладающей морфологической разновидностью являются угловато-округлые зерна, без кристаллографической огранки, в виде единичных зерен встречается ильменит агрегатного строения.

Химический состав ильменита из кимберлитов трубки разнообразен (рис. 10, 11). Ильменит первой группы характеризуется высокими содержаниями MgO и Cr₂O₃, второй – низкими содержаниями хрома и повышенными марганца. Наиболее широко распространены среднехромистые илмениты, содержащие 9-13мас.% MgO и 1-5 мас.%Cr₂O₃ (рис. 10, 11). Существенных различий в составе ильменитов различных уровней трубки не фиксируется: на обоих уровнях выделяются две группы по содержанию хрома с максимумами 1,5-2,0 и ~4 мас.% Cr₂O₃, что, вероятно, соответствует ксеногенному ильмениту и ильменитам мезостазиса.

Хромшпинелиды широко распространены в кимберлитах трубки Юбилейная. Размеры выделений -2+0,5 мм, преобладают зерна размером -1+0,5мм. Хромшпинелиды трубки характеризуются разнообразной морфологией с преобладанием октаэдрических форм. Химический состав хромшпинелидов варьирует в широких пределах (рис.11,12), более широкое разнообразие составов шпинелидов наблюдается в выборке из кимберлитов верхних горизонтов, что отчасти, вероятно, определяется большим количеством анализов. В изученных выборках обоих уровней преобладают хромшпинелиды, состав которых соответствует хромпикотиту. Менее 10%

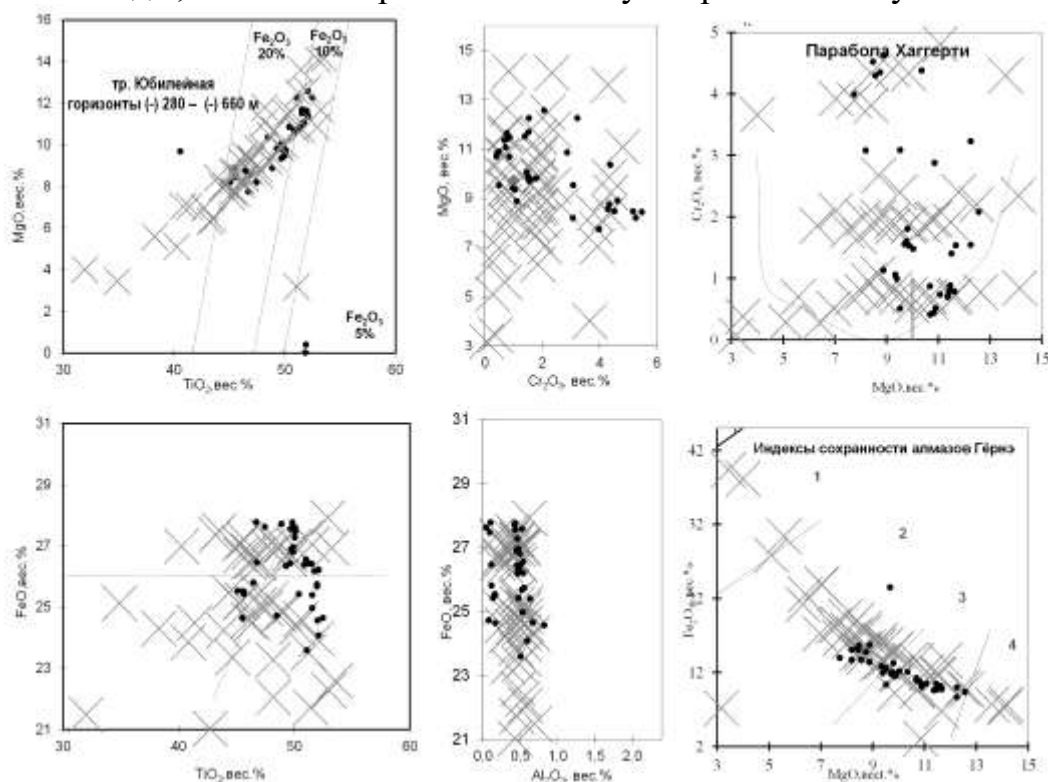


Рис.11. Комплексные диаграммы состава ильменитов из глубоких горизонтов трубки Юбилейная.

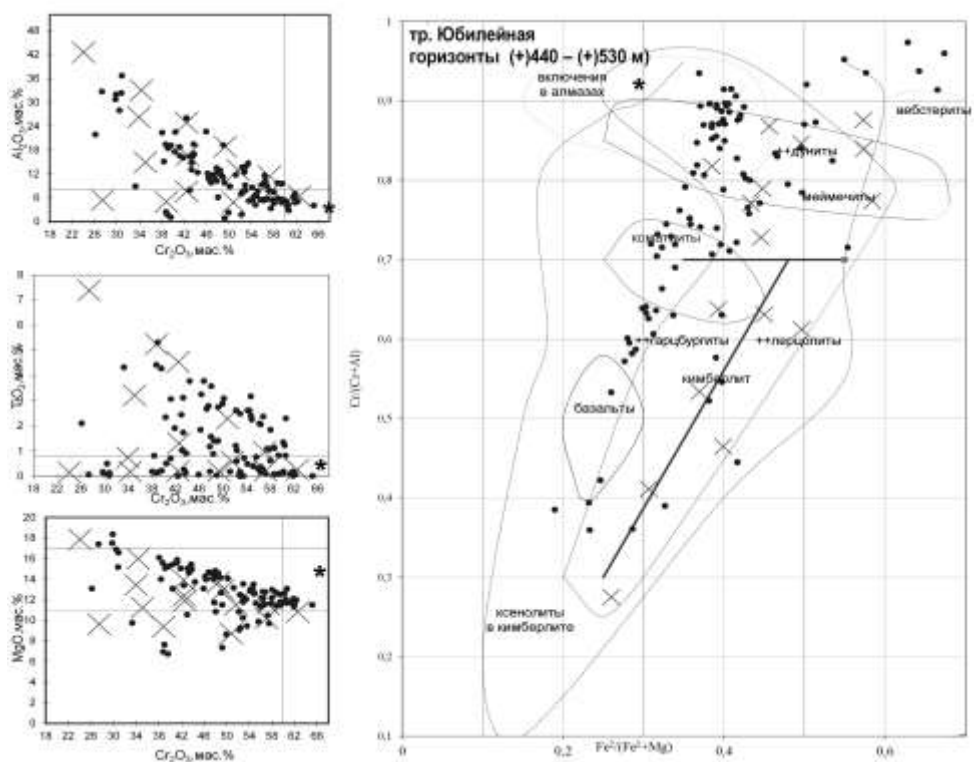


Рис. 12. Комплексные диаграммы состава хромшпинелидов из верхних горизонтов кимберлитовой трубки Юбилейная.

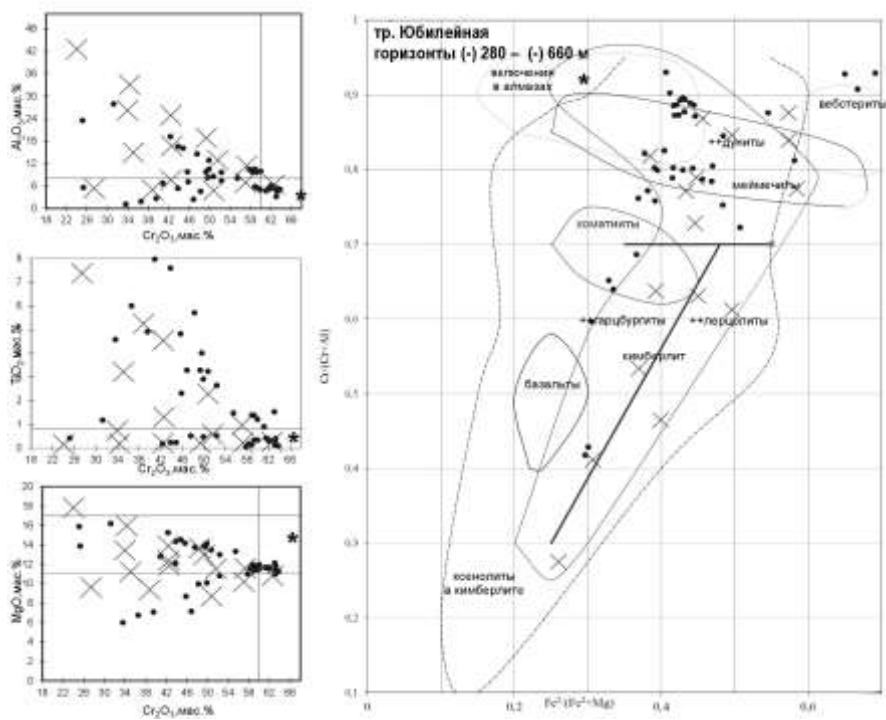


Рис. 13. Комплексные диаграммы состава хромшпинелидов из глубоких горизонтов кимберлитовой трубки Юбилейная.

зерен соответствует алюмохромиту. Хромшпинелиды алмазной ассоциации составляют около 3% от общего количества на обоих уровнях глубинности, что достаточно хорошо просматривается на диаграмме Al_2O_3 - Cr_2O_3 (рис.12,

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, для кимберлитов трубки Юбилейная характерны следующие характеристики их вещественного состава: относительно высокие содержания ИМК, преимущественно гранатовая ассоциация индикаторных минералов, преобладание малиновых пиропов лерцолитового парагенезиса, невысокая частота встречаемости титанистых гранатов, два типа составов ильменитов и хромшпинелидов. Можно полагать, что эти параметры характерны для среднеалмазоносных кимберлитовых тел. Полученные данные (2016-2019 гг.) по химическому составу кимберлитов глубоких горизонтов свидетельствуют, что с увеличением глубины происходит увеличение содержания K_2O в основной массе, что наряду с возрастанием доли гранатов эклогитового парагенезиса алмазоносных ассоциаций позволяет предположить возможное увеличение содержания алмазов с глубиной отработки трубки Юбилейная.

Результаты исследования химизма гранатов и данные по соотношению гранатов эклогитового и ультраосновного состава в концентрате трубки Юбилейная с учетом количества соответствующих парагенетических ассоциаций алмазного парагенезиса свидетельствуют о весьма высоком содержании гранатов эклогитового типа в составе ИМК, соответственно, о существенном вкладе алмазов эклогитового парагенезиса в формирование совокупности алмазов данной трубки. В глубоких горизонтах трубки установлено на 6% больше пиропов из области алмазоносных эклогитовых парагенезисов. По нашему мнению, это объясняет высокое содержание и качество алмазов трубки Юбилейная, в том числе наличие крупных кристаллов алмазов.

В заключение, считаем своим приятным долгом поблагодарить М.В.Шалкину за выполнение макропетрографических подсчетов штуфных образцов и В.Я. Батырь за помощь в подготовке таблиц и рисунков.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г.** Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии [Книга]. - Новосибирск: Наука. Сиб. предприятие РАН, 1997, 280с.
2. **Зольников Г.В., Ковальский В.В., Зинчук Н.Н. и др.** Особенности пород и условий формирования одной из трубок Алакитского поля. В кн.: Минералогия и геохимия ультраосновных и базитовых пород Якутии. Якутск: Институт геологии, ЯФ СО РАН. 1979. С. 5-39.
3. **Костровицкий С.И., Спеиус З.В., Яковлев Д.А., Фон-дер-Флаасс Г.С., Суворова Л.Ф., Богуш И.Н.** Атлас коренных месторождений алмаза Якутской кимберлитовой провинции. Мирный, типография ООО «МГП», 2015, 480 с.

4. **Соболев Н.В.** Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, 1974. 264 с.
5. **Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.** Коренные месторождения алмазов мира. М.: Недра, 1998, 555с.
6. **Dawson J.B. and Stephens W.E.** Statistical analysis of garnets from kimberlites and associated xenoliths // J. Geol. 1975, v. 83, p. 589 - 607.
7. **D. de Bruin.** Report on the mineral chemistry of garnet and oxide. 2004.
8. **Spetsius Z.V., Polyanchko V.V., Харламова Е.И., Тарских О.В Иванов А.С.** Geology, petrography and mineralogy of the Zarya pipe kimberlites. Proceeding of XIII International Workshop «Deep-seated magmatism, its sources and plumes » Edited by Dr. N.V. Vladykin

Уникальные минералогические особенности мантийного субстрата Накынского кимберлитового поля (Якутия)

Саблуков С.М.¹, Саблукова Л.И.¹, Стегницкий Ю.Б.²

¹ООО ИНПК «РУСГЕО», Москва, Россия; sablukoff@rambler.ru

²НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО), Мирный, Россия;

Абстракт. Детальное изучение кимберлитов и мантийных ксенолитов из трубок Нюрбинская, Ботуобинская и Майская Накынского поля выявило их необычные, интересные и важные минералогические особенности, которые указывают на редуцированный характер астеносферного воздействия на мантийный субстрат района (титанистый пироп), развитие процессов субдукции (пикроильменит, хром-омфацит) и кристаллизации мантийных выплавов (хромдиопсид), а также на воздействие процессов «кальциевого» (хром-кальциевого и титан-хром-кальциевого) мантийного метасоматоза (зелёный гранат). Трубки Накынского поля уникальны по минералогическим особенностям кимберлитов и мантийных ксенолитов, как среди других трубок Якутской Алмазоносной Провинции, так и среди кимберлитовых трубок Мира.

Unique mineralogical features of a mantle substrate of the Nakynsky kimberlite field (Yakutiya)

Sablukov S.M.¹, Sablukova L.I.¹, Stegnitsky Yu.B.²

¹ООО INPK «RUSGEO», Moscow, Russia; sablukoff@rambler.ru

²NIGP AK «ALROSA» (PAO), Mirny, Russia;

Abstract. Detailed study of kimberlites and mantle xenolites from Nurbinskaya, Botuobinskaya and Mayskaya pipes of the Nakynsky field had shown their unusual interesting and important mineralogical features, which point to reduced character of asthenospheric influence to a mantle substrate of the region (titano-pirop), subduction processes

development (pycroilmenite, chrome-omphacite) and mantle melts crystallization (chromdyopside), and also point to influence of «calcium» (chrome-calcium and titan-chrome-calcium) mantle metasomatism processes (green garnet). Pipes of the Narykinsky field are unique in mineralogical features of kimberlites and mantle xenolites whether among other pipes of the Yakutsk diamond-bearing province or among kimberlite pipes from all over the world.

ВВЕДЕНИЕ

Алмазоносные кимберлиты *Накынского поля*, открытого в 1994 году [30], расположены обособленно, на значительном расстоянии (~300 км) от других полей Якутской алмазоносной провинции (рис. 1), и по особенностям вещественного состава пока не имеют аналогов среди кимберлитов Якутии (и не только Якутии). Открытые позже них алмазоносные (алмазосодержащие) кимберлиты *Менда-Барылайской площади* (2007 г., Центральная Якутия, правобережье р. Лена, 100 км южнее г. Якутска [23]) и *Сельдюкарского поля* (2015 г, Западная Якутия, 60 км севернее г. Мирный [8]), в целом (на данном, первоначальном этапе изучения) не сильно отличаются по составу от кимберлитов других, давно известных полей Западной Якутии (во всяком случае, принадлежат к тому же, наиболее распространённому типу ильменитсодержащих кимберлитов – кимберлитам Группы-1 (по [39])).

Основное, бросающееся в глаза всем отличие Накынских кимберлитов от других кимберлитов Якутии – резкое преобладание среди глубинных минералов пироба и хромшпинелида при полном отсутствии пикроильменита «мегакристовой» ассоциации [6,27]. Кроме того, кимберлиты Накынского поля резко выделяются среди других алмазоносных кимберлитов Якутии очень низким содержанием всех некогерентных элементов (за исключением калия, рубидия и фосфора), более древним возрастом (399 млн. лет, ранний девон [18], а не 320-370 млн. лет, поздний девон – ранний карбон [3]) и необычными изотопными характеристиками. При в целом близких к другим кимберлитам Якутии и кимберлитам Группы-1 Nd-Sr изотопных показателях, приближающихся к BSE ($eNd = +1$; $eSr = +25$ [19]), мантийный источник кимберлитов Накынского поля имеет более древний модельный возраст относительно деплетированной мантии ($T_{ND}(DM) = 1,11$ млрд. лет [5,19]), чем мантийный источник кимберлитов других алмазоносных полей Якутии ($T_{ND}(DM) = 0,6-0,7$ млрд. лет [2]).

По резкому преобладанию пироба и хромшпинелида среди глубинных минералов при полном отсутствии пикроильменита, флогопитовому составу основной массы кимберлитов, низкому содержанию некогерентных элементов и даже по более древнему модельному возрасту мантийного источника относительно деплетированной мантии ($T_{ND}(DM) = 1,11$ млрд. лет и 1,25 млрд. лет, соответственно) кимберлиты Накынского поля

сопоставляют [5]) с безильменитовыми кимберлитами глинозёмистой серии Золотицкого куста Зимнебережного алмазоносного района, месторождения им. Ломоносова Архангельской алмазоносной провинции [13].

Однако это видимое на первый взгляд сходство весьма относительное, серьёзное отличие имеется хотя бы по совершенно иному, слабо обогащённому типу мантийного источника Золотицких кимберлитов ($eNd = -2,6 - -4,9$; $eSr = +4,2 - +18,8$ [17]), в то время как у Накынских кимберлитов Nd-Sr показатели такие же близкие к BSE, как и у других кимберлитов Якутии (см. выше).

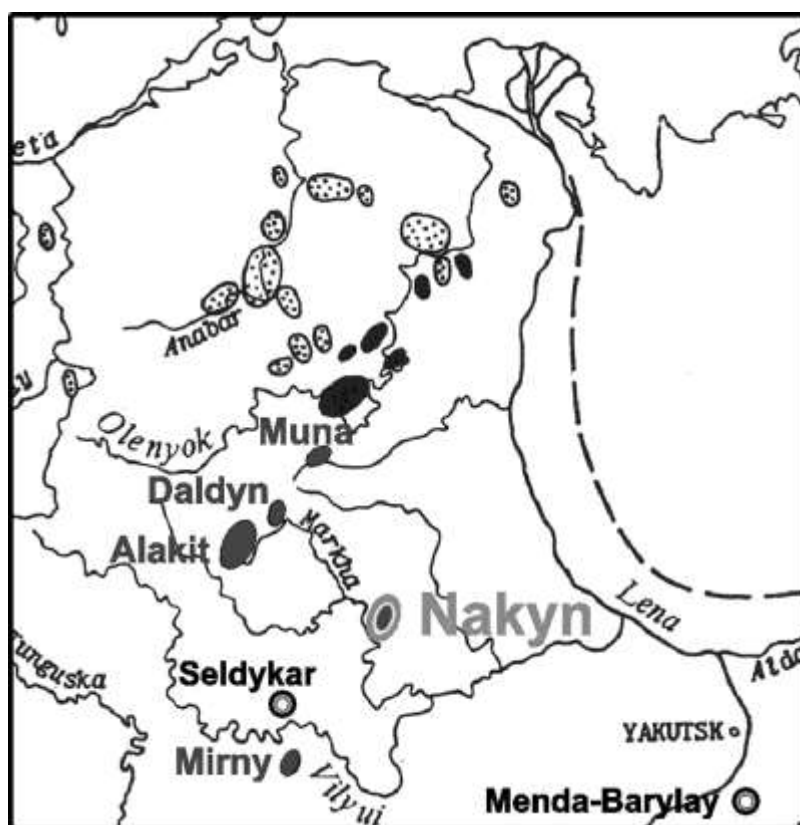


Рис. 1. Схема расположения кимберлитовых полей на Сибирской платформе.

Но наиболее яркое (и наиболее эффектное) отличие Накынских кимберлитов от Золотицких кимберлитов проявляется на уровне глубинной минералогии (включая особенности самих алмазов), в этом отношении, даже несмотря на схожее отсутствие мегакристов пикроильменита, Накынские кимберлиты ближе к кимберлитам других алмазоносных полей Якутии, чем к Золотицким кимберлитам Архангельска. В Накынских кимберлитах несопоставимо меньшая степень дезинтеграции глубинного материала: содержание включений мантийных пород на полтора-два порядка выше, чем в Золотицких кимберлитах, размер глубинных включений до 24 см и вес до 8,5 кг (в Золотицких кимберлитах – до 5 см и до 20 г), пироп подавляюще преобладает над хромшпинелидом (в Золотицких кимберлитах, наоборот,

хромшпинелид преобладает над пиропом). Совершенно несопоставимо и разнообразие типов мантийных пород в глубинных включениях: широкое разнообразие типов мантийных пород подчёркивает сложность и разнообразие мантийных процессов в Накынском поле; «унылое» однообразие включений мантийных пород в Золотицких кимберлитах [14] указывает на удивительную, необычную «простоту» образования их мантийного источника. Источником Золотицких кимберлитов был предельно геохимически и минералогически истощённый гомогенный «дунитовый» субстрат, образовавшийся, вероятно, в результате какого-то простого, одноактного события, например – внедрения глубинного ультраосновного плутона (по [9]), со слабой степенью развития последующих процессов водно-щелочного модалного мантийного метасоматоза («автометасоматоз» - флогопитизация и амфиболизация [14,15]); или слабо затронутая наложенными метасоматическими процессами литосферная мантия [10]. В полном соответствии с этим, сами глубинные минералы в Золотицких кимберлитах (оливин, клинопироксен, ортопироксен, пироп, хромшпинелид) имеют очень обычный, простой состав с удивительно чёткой закономерностью меняющийся по фациям глубинности [25] в зависимости от глубины их образования [12,14], что подтверждает «простоту» и единообразие процессов формирования мантийного субстрата этого типа. Присутствующий в кимберлитах Накынского поля глубинный минералогический материал (мантийные ксенолиты, мегакристы и ксенокристы [19]), своим большим количеством, разнообразием и необычностью подчёркивают сложное строение исходного мантийного субстрата. Детальное изучение этих ксенолитов и минералов позволяет восстанавливать типы и характер многообразных процессов формирования мантийного субстрата Накынского поля. Это *непосредственное* изучение фрагментов мантийных пород не менее, а может быть и более важно и интересно, чем *косвенное*, опосредованное изучение процессов образования мантийного субстрата через интерпретацию геохимических и изотопных характеристик содержащих их кимберлитов. Тем более что некоторые минералогические особенности кимберлитов Накынского поля совершенно необычны и нехарактерны не только для кимберлитов других районов Якутии, но и для других кимберлитовых провинций Мира. Некоторые самые яркие, эффектные и значимые результаты изучения минералогических особенностей кимберлитов Накынского поля и приводятся в данной работе.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

За время работы с 2006 по 2016 г. в Накынском поле с разными подразделениями АК «АЛРОСА» (ПАО) (Нюрбинский ГОК, Ботуобинская ГРЭ, Мирнинская ГРЭ, НИГП) и ПАО «АЛРОСА-Нюрба» были с разной степенью комплексности и детальности изучены три трубки: Нюрбинская

(вместе с дайкой, очень детально), Ботуобинская (выборочно), Майская (предварительно), а также перекрывающие трубки терригенные породы и россыпи: Нюрбинская (1-я, 2-я, 3-я очередь разведки) и Ботуобинская.

Комплексное изучение кимберлитовых трубок включало в себя геологическую документацию керна скважин (около пяти десятков скважин, более 10000 пог. м керна), изучение карьеров, а также материала рудного двора. Изучалось геологическое строение трубок, строение и состав кор выветривания кимберлитов, минералогические, петрографические, изотопно-геохимические характеристики кимберлитовых пород и базальтов, химический состав породообразующих и глубинных минералов, микроэлементный состав гранатов, а также петрографо-минералогические особенности мантийных ксенолитов. Изучение терригенных перекрывающих пород и пород россыпей проводилось в отношении их минералогических и петрографических особенностей. Всего детально изучено более 1000 мантийных ксенолитов (около 1000 шт. в трубке Нюрбинская и примерно по 50 шт. в трубках Ботуобинская и Майская). Выполнен минералогический анализ около 100 протолочных проб, из них около 50 проб из трубки Нюрбинская.

Комплексное изучение мантийных ксенолитов включало в себя макроописание и изучение образцов и минералов с помощью бинокля, изучение химического состава минералов и микроэлементного состава гранатов, расчёт ТР-параметров образования минералов, проводился также полный полуколичественный минералогический анализ шлиховых и протолочных проб кимберлитов и терригенных пород.

Макроописание образцов пород и минералов проводилось визуально с помощью бинокля МБС-10, NIKON SMZ1500 и поляризационного микроскопа NIKON ECLIPSE E600 POL. Макрофотографирование образцов проводилось цифровым фотоаппаратом PENTAX Optio 550, микрофотографирование образцов пород и минералов проводилось с помощью бинокля NIKON SMZ1500 и цифровой камеры NIKON DIGITAL SIGHT DS-L1. Рентгеноспектральный микроанализ минералов проводился в лаборатории «Гинцветмет», на приборе "Camebax-microbeam" при ускоряющем напряжении 20 kV, токе 15-20 nA. Определение ТР-параметров образования минеральных парагенезисов проводилось с помощью программы PT-Quick.

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННЫХ МИНЕРАЛОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ НАКЫНСКОГО ПОЛЯ

Кимберлиты Накынского поля являются настоящей минералогической «сокровищницей», по особенностям глубинных минералов они не имеют аналогов не только среди кимберлитов других полей Якутской провинции, но и среди кимберлитов других провинций Мира.

Пикроильменит

В кимберлитах Накына среди глубинных минералов резко преобладает пироп и хромшпинелид при полном отсутствии пикроильменита «мегакристовой» ассоциации. Это входит в противоречие с их Nd-Sr изотопными показателями, такими же близкими к BSE, как и у других кимберлитов Якутии, насыщенных мегакристами пикроильменита или хотя бы их содержащими, что и с изотопной, и с минералогической стороны определяется воздействием на их мантийный субстрат астеносферного источника.

Такое отсутствие пикроильменита «мегакристовой» ассоциации в Накынских кимберлитах тем более удивительно, что в них в значительном количестве встречаются оранжево-красные умереннохромистые титанистые пиропы по облику и составу соответствующие пиропам «мегакристовой» ассоциации из парагенезиса с пикроильменитом, типичные для кимберлитов Группы-1 (в том числе кимберлитов Якутии, кимберлитов Fe-Ti-серии Зимнего Берега и др.), обычно «набитых» пикроильменитом. Эти оранжево-красные титанистые пиропы встречаются в Накынских кимберлитах в виде типичных «мегакристов» - крупных желваков и гранатитов (размером от 1 до 5,5 см!) (рис. 2А). Отмечаются также серпентинизированные мегакристы оливина (размером до 6 см) с включениями титанистого оранжевого пироба и ксенолиты гранатовых перидотитов и клинопироксенитов (размером до 10 см) с оранжевым пиробом «мегакристовой» ассоциации. Однако пикроильменита во всех этих мантийных образованиях нет вообще.

Но пикроильменит в кимберлитах Накынского поля (и в трубке Нюрбинская, и в трубке Ботуобинская, и в трубке Майская) всё же есть. Он встречается редко, максимальное его количество отмечается в **трубке Нюрбинская** (возможно, из-за того, что эта трубка является наиболее детально изученной нами кимберлитовой трубкой Накынского поля).

Пикроильменит присутствует во включениях обычных, но только гранатсодержащих мантийных пород (перидотитах, пироксенитах, эклогитах), либо в метасоматических породах (маридах, глиммеритах, протокимберлитах лампрофирового типа).

Во всех изученных нами мантийных ксенолитах (перидотитах, пироксенитах, эклогитах) пикроильменит является аксессуарным минералом, присутствующим в виде единичных зёрен размером до 0,5-0,8 мм, содержание его лишь иногда достигает 0,1-0,5% объёма, и тогда проявляются элементы сидеронитовой микроструктуры породы. Интересно отметить, что пикроильменит встречается только в гранатовых перидотитах и пироксенитах со средне-мелкозернистой сруктурой и ориентированными, директивными текстурами: цепочечной, линейной, плоскопараллельной, в том числе в отчётливо параллельно-зональных (слоистых) породах. В перидотитах и пироксенитах массивной текстуры (и аллотриоморфной, и панидиоморфной, и протогранулярной структуры) пикроильменит не

встречен.

Во включениях метасоматических мантийных пород (маридах, глиммеритах) пикроильменит также встречается лишь в виде мелких зёрен и в аксессуарных количествах. Но максимальные количества пикроильменита, до 5%, отмечается во включениях протокимберлитах лампрофирового типа, иногда выделяющихся наличием элементов



Рис 2. Внешний облик мегакристов оранжево-красного титанистого пиропы из кимберлитов трубки Нюрбинская

(А) и хром-омфацитов: Б - трубка Нюрбинская, В - трубка Ботубинская, Г - трубка Майская.

отчётливой сидеронитовой структуры. Породы этого типа и чисто внешне, и по особенностям строения и состава приближаются к породам типа МАРИД и глиммеритам, с которыми они, возможно, имеют генетическую связь. Тогда, по аналогии с характером образования термина «МАРИД» (Mica-Amphibole-Rutile-Ilmenite-Diopside), породы этого типа могут быть названы термином «МАОИТ» (Mica-Apatite-Olivine-Ilmenite).

Пикроильменит из разных типов мантийных ксенолитов трубки Нюрбинская характеризуется повышенным содержанием TiO_2 , MgO и Cr_2O_3 , очень низким содержанием гематитового компонента, и на классификационной диаграмме [44] (рис. 3) его состав выходит за пределы области составов типичных кимберлитовых пикроильменитов мегакристовой ассоциации. Состав пикроильменита из самых разных мантийных пород (гранатовых перидотитов, гранатовых клинопироксенитов и эклогитов) однотипен и одинаково необычен, что подчёркивает предполагаемое генетическое единство этих типов мантийных пород (таблица 1). Небольшие различия между ильменитами гранатовых перидотитов с одной стороны, а также гранатовых клинопироксенитов и эклогитов с другой стороны отмечаются в основном по повышенному содержанию хрома и магния в перидотитовых ильменитах. Так в *гранатовых перидотитах*, *катаклазированных гранатовых перидотитах* и *гранатовых клинопироксенитах перидотитового типа* пикроильменит содержит в целом больше, чем в *эклогитах* и *гранатовых клинопироксенитах эклогитового типа* MgO (11,9-15,3% против 9,98-13,75%) и особенно Cr_2O_3 (0,5-2,2% против 0,25-0,89%).

Пикроильменит из включений протокимберлитов лампрофирового типа (маоитов) и маридов, хотя и заметно отличается от пикроильменита из ксенолитов перидотитов-пироксенитов пониженным содержанием магния (7,0-7,7% MgO), крайне низким содержанием хрома и алюминия (0-0,08% Cr_2O_3 и 0-0,10% Al_2O_3) и повышенным содержанием марганца (0,85-0,95% MnO), но в то же время проявляет сходство с ним по высокому содержанию титана и низкому содержанию гематитового компонента; его состав также выходит за пределы состава типичных ильменитов из кимберлитов и практически образует единый тренд изменения составов с ильменитами из перидотитов-пироксенитов трубки Нюрбинская. Это подчёркивает в какой-то мере генетическое единство этих совершенно разных типов глубинных включений трубки.

Изученные зёрна ильменита из ксенолитов «*коровых эклогитов*» и *эклогитоподобных пород* трубки Нюрбинская характеризуются очень низким содержанием гематитового компонента и повышенным содержанием MgO (до 2-3%), что заметно отличает их по составу от ильменитов из даек и

силлов докимберлитовых и посткимберлитовых базитов трубки Нюрбинская [19]. В отличие от кимберлитов трубки, в россыпи трубки Нюрбинская обнаружены типичные по составу пикроильмениты мегакристовой ассоциации. Коренной источник этих пикроильменитов пока неизвестен.

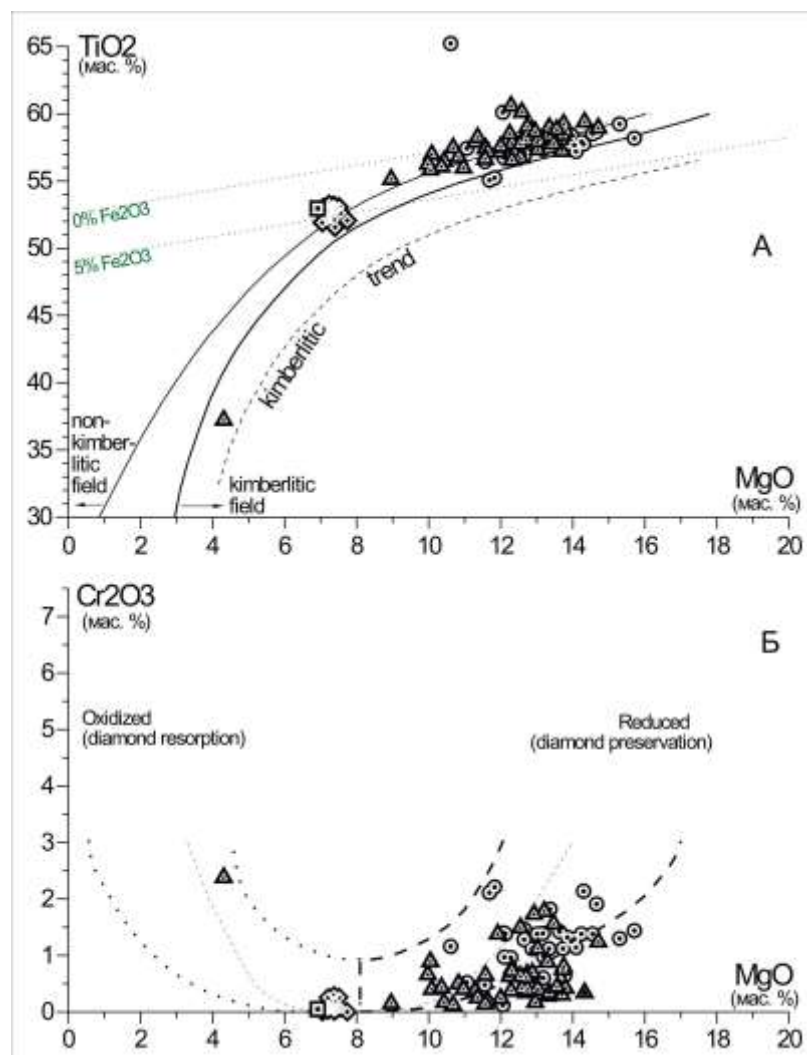


Рис 3. Состав пикроильменита из мантийных ксенолитов трубки Нюрбинская: диаграмма [44] (вверху); диаграмма [34,35] (внизу).

Условные обозначения: точки составов: кружки – гранатовые перидотиты; треугольники – гранатовые клинопироксениты и эклогиты; ромбы и квадраты – мариды и протокимберлиты лампрофирового типа.

Единичные пикроильмениты из включений гранатовых перидотитов трубки Ботубинская и трубки Майская полностью соответствуют и по структурному положению, и по химическому составу пикроильменитам из включений гранатовых перидотитов трубки Нюрбинская.

Своеобразие состава пикроильменита – одна из интереснейших минералогических особенностей кимберлитов трубок Накынского поля.

Таблица 1.

**Химический состав ильменита из мантийных ксенолитов трубки
Нюрбинская (мас. %)**

№№ п.п.	Порода*	Образец	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Сумма
1	П	Н-602	58.52	0.49	1.38	24.60	0.40	14.55	99.94
2	П	Н-647	57.82	0.65	1.32	25.78	0.28	13.85	99.70
3	П	Н-682	57.92	0.21	1.38	25.54	0.31	14.24	99.60
4	П	Н-262	59.24	0.08	1.30	23.39	0.42	15.30	99.73
5	П	Н-373	56.90	0.51	1.46	27.29	0.64	12.66	99.46
6	К	18/420-33	57.43	0.20	0.65	29.74	0.34	11.58	99.94
7	К	Н-649	58.71	0.51	0.42	25.81	0.59	13.80	99.84
8	К	Н-250	57.16	0.42	1.38	28.13	0.52	11.92	99.53
9	К	Н-250	57.77	0.35	1.78	26.37	0.55	13.21	100.03
10	К	Н-263	58.80	0.23	0.69	27.27	0.29	12.88	100.16
11	К	26/360-41	56.54	0.49	0.72	29.04	0.33	12.31	99.43
12	К	26/360-105.5	57.73	0.29	0.63	28.13	0.28	12.55	99.61
13	К	Н-887	58.00	0.34	0.61	28.30	0.32	12.71	100.28
14	К	Н-889	56.78	0.50	0.50	31.15	0.16	10.83	99.92
15	КИМ-Lf	Н-355	52.13	0.08	0.03	38.93	0.87	7.20	99.24
16	КИМ-Lf	Н-355	53.26	0.02	0.06	37.95	0.95	7.23	99.47
17	КИМ-Lf	Н-355	51.91	0.05	0.00	39.34	0.90	7.05	99.25

Примечание: * - П – гранатовый перидотит; К – гранатовый клинопироксенит; КИМ-Lf – протокимберлит лампрофирового типа.

Розовый пироп

Среди подавляющей массы пиропов красно-фиолетовой гаммы в кимберлитах Накынского поля присутствуют низхромыстые, низкотитанистые бледно-розовые пиропы, имеющие очень необычный, невзрачный облик, вследствие чего они трудно диагностируются при минералогическом анализе проб. По составу эти пиропы соответствуют гранатам из редкого типа мантийных включений – алькремитов [11]. Из изученных ~1000 мантийных ксенолитов в трубке Нюрбинская обнаружен только один, но крупный ксенолит алькремита (обр. Н-678 размером 6,2 см, весом 350 г) [38]. Однако в кимберлитах дотрубочной дайки Нюрбинской отмечается высокое содержание гранатов именно такого типа и состава (табл. 4), поэтому возможность присутствия в кимберлитах неярких, но весьма информативных гранатов из алькремитов необходимо учитывать при поисковых работах в районе.

Ортопироксен

Другой яркой минералогической особенностью кимберлитов Накынского поля является практически полное отсутствие **ортопироксена** и в кимберлитах, и в мантийных ксенолитах, даже в виде псевдоморфоз. Обычно менее очевидные псевдоморфозы по клинопироксену

диагностируются без труда в Накынских мантийных ксенолитах, при этом гораздо более выразительные и легко определяемые псевдоморфозы по ортопироксену в мантийных ксенолитах Накына практически отсутствуют. Из примерно 1000 изученных мантийных ксенолитов обнаружено только 4 ксенолита с ортопироксеном: 3 ксенолита ортопироксенита и 1 ксенолит вебстерита. Поэтому подавляющая часть перидотитов мантийных включений из Накынских кимберлитов по особенностям состава граната (по [25]) является «лерцолитами», а по модальному минеральному составу – это очевидные «верлиты».

Клинопироксен

Выделения клинопироксена широко распространены в кимберлитах Накынского поля. При этом в силу очень высокой степени изменённости кимберлитов (свежий оливин встречен пока только в единственном образце № 28/159-896 на глубине 896 м!), свежий клинопироксен в кимберлитах трубок Накынского поля встречается достаточно редко, но с глубиной, по мере уменьшения степени изменённости кимберлитов, доля его свежих выделений растёт.

Подавляющая часть зёрен клинопироксена из кимберлитов и мантийных ксенолитов Накына имеет типичный яркий изумрудно-зелёный цвет (рис. 2Б-Д). Лишь зёрна клинопироксена из достаточно редких эклогитов, а также гранатовых перидотитов-клинопироксенитов железотитановой, «мегакристовой» серии отличаются зелёным цветом.

Особенности химического состава клинопироксена из кимберлитов и мантийных ксенолитов Накына показаны в таблице 2 и на рисунках 4,5,6. Для клинопироксена из разных типов глубинных включений трубки **Нюрбинская** (из подавляющего числа включений) характерны неожиданно близкие особенности состава: высокая кальциевость (49,9 - от 47,6 до 50,6), повышенное содержание натрия (2-5% Na_2O) и алюминия (3,5-5,5% Al_2O_3), пониженное содержание железа (1,3-2,4% FeO) и магнезия (12,6-15,0% MgO) при переменных содержаниях хрома (0,07-4,5% Cr_2O_3). Состав клинопироксенов лишь единичных образцов выходит из этих узких рамок. Точно такими же особенностями характеризуются и клинопироксены из протолочных проб кимберлитов трубки Нюрбинская (а ведь при минералогическом анализе отбирались прежде всего изумрудно-зелёные зерна хромсодержащего клинопироксена – рис. 2Б). «Хвост» в высоконатриевой и высокоглиноземистой области, где располагается большое количество проанализированных зёрен (рис. 4), является нехарактерным для хромдиопсидов из алмазоносных кимберлитов и мантийных ксенолитов других регионов, однако большинство клинопироксенов из кимберлитов и глубинных ксенолитов трубки Нюрбинская локализуется именно в этой области.

Таблица 2.
Химический состав клинопироксена из мантийных ксенолитов трубки Нюрбинская
(мас. %)

№.№ п.п.	Порода*	Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	П	Н-291	54.71	0.37	5.02	2.21	1.55	0.06	13.69	18.35	3.31	0.00	99.27
2	П	Н-364	54.00	0.34	4.48	1.66	1.67	0.05	14.09	19.23	3.19	0.00	98.71
3	П	Н-394	53.81	0.21	4.02	2.93	1.42	0.04	13.67	19.25	3.15	0.00	98.50
4	П	Н-460	54.01	0.42	4.66	1.61	2.08	0.08	13.56	18.91	2.84	0.01	98.18
5	П	Н-473	54.18	0.36	4.32	1.71	1.63	0.05	14.50	19.72	3.12	0.00	99.59
6	П	Н-531	54.27	0.27	4.22	1.86	2.50	0.03	13.32	19.29	3.25	0.00	99.01
7	П	Н-532	54.84	0.40	4.87	1.92	1.66	0.03	13.77	18.98	3.55	0.00	100.02
8	П	Н-563	54.68	0.30	3.61	1.48	2.10	0.08	14.47	20.39	2.49	0.00	99.60
9	К	Н-292	54.75	0.36	4.73	0.91	1.75	0.06	13.91	19.56	2.77	0.00	98.80
11	К	Н-292	54.49	0.39	4.81	0.94	1.67	0.07	14.17	19.78	2.88	0.01	99.21
13	К	Н-998	54.42	0.36	4.49	0.55	1.67	0.04	14.50	20.78	2.49	0.00	99.30
12	К	Н-267	54.87	0.34	3.52	0.22	1.69	0.11	16.00	20.24	2.02	0.02	99.03
10	К	Н-937-1	55.01	0.39	4.29	1.13	2.14	0.03	13.95	20.04	3.27	0.00	100.25
14	К	Н-692	54.17	0.33	4.51	0.09	2.75	0.09	13.83	20.71	2.30	0.02	98.80
15	Э	Н-104	54.59	0.30	3.97	0.18	1.95	0.02	15.51	20.39	2.18	0.00	99.09
16	Э	Н-1033	53.40	0.40	4.72	0.17	1.96	0.02	15.01	20.51	2.61	0.00	98.80
17	Э	Н-534	54.98	0.19	3.94	0.39	5.06	0.06	14.47	17.75	2.15	0.34	99.33
18	П_ПрГр	Н-528	55.32	0.05	0.86	1.35	2.06	0.05	17.81	21.44	1.05	0.12	100.11
19	П_ПрГр	Н-885	54.71	0.04	1.28	2.63	1.79	0.10	16.09	21.09	1.74	0.03	99.50
20	П_ПрГр	Н-902	54.72	0.18	1.82	1.79	2.27	0.05	16.30	20.09	1.77	0.06	99.05
21	П_ПрГр	Н-996	54.24	0.10	1.30	1.69	2.52	0.11	16.41	20.90	1.56	0.07	98.90

Примечание: * - П - гранатовый перидотит; К - гранатовый клинопироксенит; Э - эглогит; П_ПрГр - гранатовый перидотит протогранулярной структуры массивной текстуры.

Для выяснения возможных причин такого необычного состава клинопироксена трубки Нюрбинская был изучен его компонентный состав. Судя по относительно высокому содержанию в клинопироксенах натрия и алюминия (при низком содержании железа), в них должно быть повышенное содержание жадеитового компонента, и эти клинопироксены могут соответствовать омфацииту. Для идентификации вида клинопироксена как омфациита были использованы весьма жёсткие рамки содержания и соотношения разных компонентов (по [28]). Для того, чтобы отнести клинопироксен к омфацииту, должны выполняться следующие условия (все величины – в формульных единицах):

Таблица 3.

Доля омфацитов в общей выборке хромсодержащих клинопироксенов из кимберлитов разных регионов

Объект	Количество зёрен			Доля омфацитов, %
	Всего	Омфациты	Диопсиды	
Трубка Нюрбинская, кимберлиты	58	54	4	93
Трубка Нюрбинская, мантийные ксенолиты	195	171	24	88
Трубка Нюрбинская, всего	253	225	28	89
Зимний Берег, Al-серия (местор. Им. Ломоносова)	245	60	185	24
Зимний Берег, Fe-Ti-серия (местор. Им. Гриба и др.)	208	67	141	32
Шлиховые пробы из аллювия (Архангельская обл.)	376	319	57	85

$0,15 < Na <= 0,75$; $Al^{IV} = 0 - 0,15$; $Fe^{3+} = 0 - 0,12$; $(Na-Fe^{3+})/Fe^{3+} > 1$; $Al^{IV} / (Al^{IV} + Fe^{3+}) > 0,15$

Исходя из этих условий была оценена доля омфацитов среди отобранных для изучения «хромдиопсидов» (хромсодержащих клинопироксенов) в трубке Нюрбинская и породах некоторых других регионов (таблица 3).

Как видно из этой таблицы, подавляющее большинство хромсодержащих клинопироксенов трубки Нюрбинская представлено именно хром-омфацитами, а не хромдиопсидами, как обычно подразумевается при минералогическом анализе и как обычно и оказывается для клинопироксенов в других кимберлитовых районах. Так, в Зимнебережном кимберлитовом районе (Архангельская алмазоносная провинция) доля омфацитов среди клинопироксенов меньше чем в трубке Нюрбинская в 3-4 раза, причём минимальная доля омфацитов (хром-омфацитов) характерна именно для кимберлитов месторождения им.

Ломоносова, которые считаются наиболее близкими по составу кимберлитам Накынского поля (например, [5] и др.). Однако такая высокая доля омфацитов в трубке Нюрбинская обусловлена вовсе не большим количеством присутствующих в ней эклогитов и клинопироксенитов, напротив – наиболее высокие содержания натрия в клинопироксенах характерны совсем не для эклогитов и клинопироксенитов, а для гранатовых перидотитов с ориентированными, директивными текстурами. Это очень хорошо видно при сопоставлении рисунков состава клинопироксенов для перидотитов (рис. 4А; 4А) и эклогитов-клинопироксенитов (рис. 4Б; 5Б). И то, что доля омфациитов в трубке Нюрбинская выше у клинопироксенов из кимберлитов, чем у клинопироксенов из мантийных ксенолитов, подтверждает то, что необычным составом в трубке отличаются именно клинопироксены гранатовых перидотитов (поскольку при минералогическом анализе отбираются наиболее яркие изумрудно-зелёные клинопироксены), а для эклогитов омфациитовый состав клинопироксена совершенно естественен и обычен. На дискриминационной диаграмме [43] (рис. 5) клинопироксены из эклогитов и гранатовых клинопироксенитов соответствуют по составу клинопироксенам из наиболее магнезиальных эклогитов группы «А» [32], а клинопироксены из гранатовых перидотитов с ориентированными текстурами соответствуют по составу клинопироксенам как из эклогитов группы «А» (примерно половина), так и из менее магнезиальных эклогитов группы «В» (примерно половина). То есть клинопироксены из гранатовых перидотитов в целом являются менее магнезиальными, чем клинопироксены из эклогитов и гранатовых клинопироксенитов. Это очень необычный факт. Итак, как показало изучение клинопироксенов мантийных ксенолитов – почти все они являются омфациитами. На этом общем высоконатровом фоне резко выделяются и не являются омфациитами, а, как и положено кимберлитам – **хромдиопсидами**, фактически единичные клинопироксены из мантийных ксенолитов 4-х типов. Совершенно обособленную группу (как и по составу граната) образуют клинопироксены из первично-магматических гранатовых перидотитов протогранулярной и (частично) аллотриоморфной структур. Для клинопироксенов этих пород характерна повышенная магнезиальность, низкие содержания алюминия и натрия. Аналогичным составом выделяются и клинопироксены из единичных пироповых гранатитов хромовой ассоциации. Менее магнезиальными и хромистыми, но также низкомагнезиальными и низконатровыми являются клинопироксены из гранатовых клинопироксенитов железо-титанистой серии (с гранатами титановой, «мегакристовой» ассоциации). И, наконец, что совсем не было очевидно, именно хромдиопсиды присутствуют в метасоматических породах серии МАРИД (в маридах). Клинопироксены из остальных, резко преобладающих типов мантийных ксенолитов являются **омфациитами**: или просто омфациитами (эклогиты), или хромсодержащими омфациитами (гранатовые клинопироксениты перидотитового типа и эклогитового

типа), или хром-омфацитами

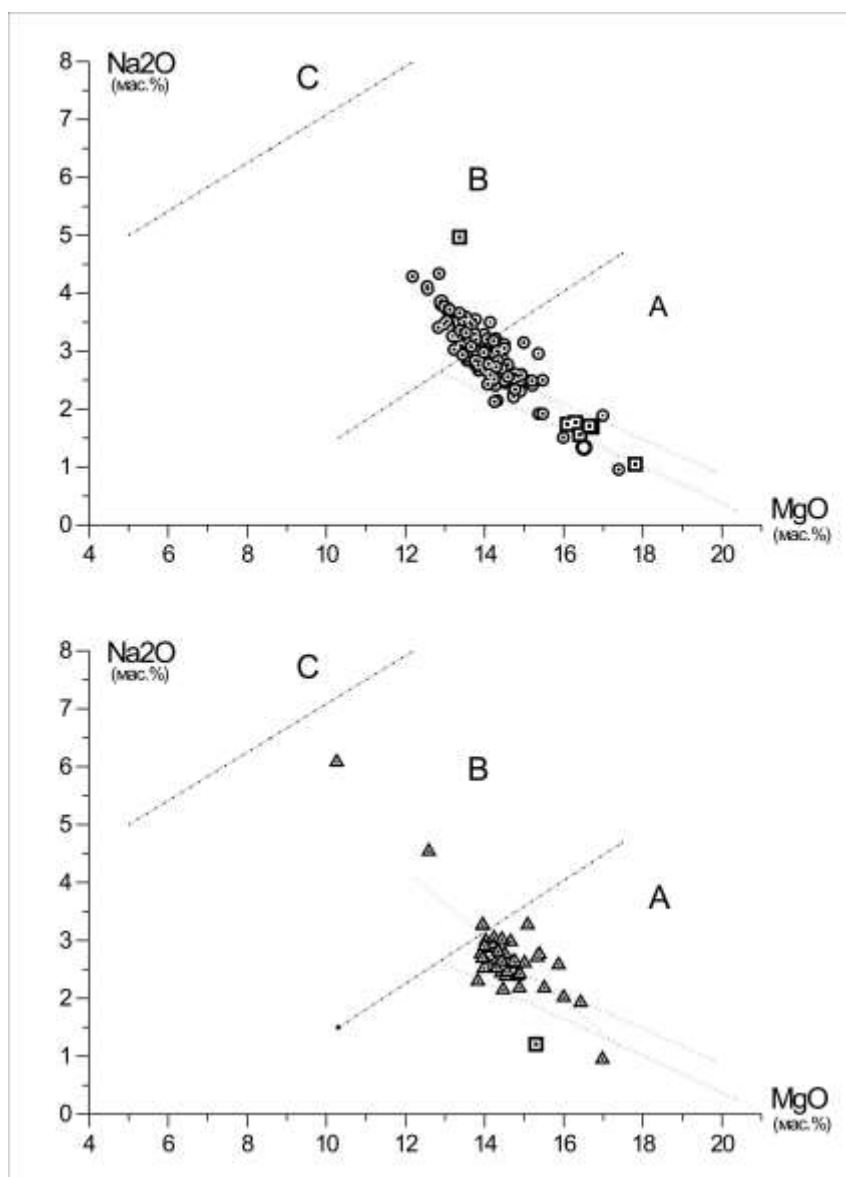


Рис 4. Состав клинопироксена из мантийных ксенолитов трубки Нюрбинская.

(Диаграмма [4, 12,14]): А – из гранатовых перидотитов с ориентированными текстурами (кружки), и гранатовых перидотитов протогранулярной структуры (квадраты); Б – из гранатовых клинопироксенитов, эклогитов (треугольники) и маридов (квадрат).

(практически все гранатовые перидотиты и хромшпинелевые перидотиты). При этом составы клинопироксенов из гранатовых и хромшпинелевых перидотитов очень близки, различие между клинопироксенами из перидотитов и клинопироксенитов (включая эклогиты) отчётливо проявляется только по содержанию хрома (меньше 1% и больше 1% Cr_2O_3 , соответственно), а породы, содержащие пикроильменит (или рутил), по составу клинопироксена слабо отличаются от соответствующих безильменитовых разновидностей (только несколько повышенным

содержанием железа).

На фоне подавляющего большинства мантийных ксенолитов различных по модальному составу и внешнему облику, но содержащих однотипный клинопироксен – омфацит и составляющих, вероятно, единую «пачку» пород

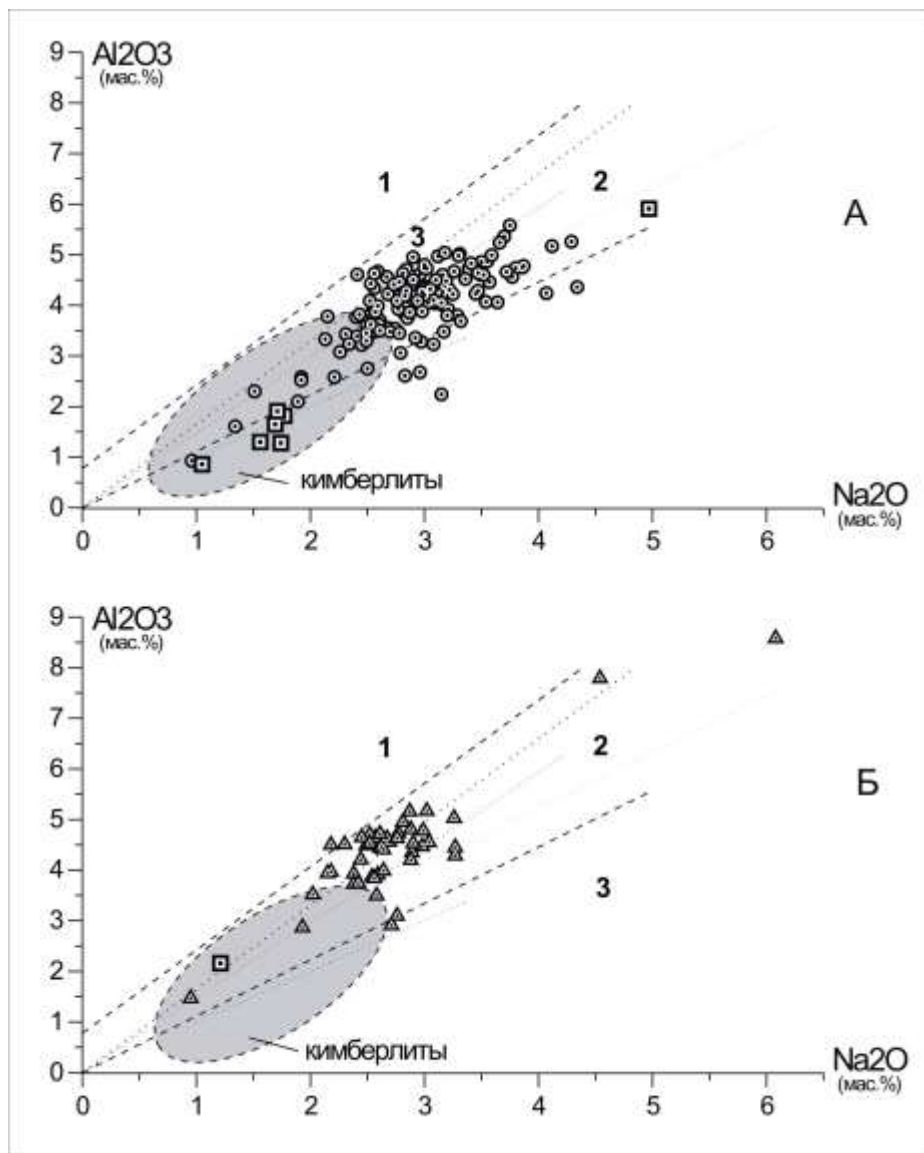


Рис. 5. Состав клинопироксена из мантийных ксенолитов трубки Нюрбинская (диаграмма [43]:

вверху - . из гранатовых перидотитов с ориентированными текстурами (кружки), и гранатовых перидотитов протогранулярной структуры (квадраты); внизу – из гранатовых клинопироксенитов, эклогитов (треугольники) и маридов (квадрат). А, В, С – типы эклогитов по [32].

мантийного субстрата, выделяются единичные глубинные включения с необычным составом клинопироксена (хотя и омфацита). Один из таких ксенолитов в структурном отношении принадлежит группе гранатовых перидотитов с первично-магматическими крупнозернистыми

протогранулярными или аллотриоморфными структурами. Он характеризуется именно аллотриоморфной структурой, но в отличие от похожих внешне образцов (только с хромдиоксидами), содержит высоконатровый и высокоглинозёмистый клинопироксен (4,97% Na₂O; 5,91% Al₂O₃) соответствующий типичному омфациту, и это притом, что умереннохромистый гранат этого образца (3,20% Cr₂O₃ и 3,26% CaO) принадлежит дунит-гарцбургитовому парагенезису хромовой (ультраосновной) ассоциации! Такие несоответствия состава минералов парагенезиса подтверждают необычность условий их образования в мантийном субстрате Накынского поля.

Необычность состава клинопироксенов мантийных ксенолитов трубки Нюрбинская хорошо видна и на диаграмме [36] (рис. 6), на которой большая часть гранатовых перидотитов и гранатовых клинопироксенитов (в том числе ильменитовых и катаклазированных) попадает в поле «*Внекратонных гранатовых перидотитов и шпинеливых перидотитов*», при этом в поле «*Внутрикратонных гранатовых перидотитов*» попадают все клинопироксены из первично-магматических гранатовых перидотитов протогранулярной и (частично) аллотриоморфной структур, большинства хромшпинелид-гранатовых перидотитов и части гранатовых перидотитов, а из клинопироксенитов - только клинопироксены из гранатовых клинопироксенитов железо-титанистой серии (с гранатами титановой, «мегакристовой» ассоциации) и клинопироксены из маридов.

На диаграмме Nimis, 1998 в поле «*Низкоглинозёмистых перидотитов*» попадают только все клинопироксены из первично-магматических гранатовых перидотитов протогранулярной структуры, из маридов и единичные зёрна из гранатовых перидотитов, что дополнительно подчёркивает необычность состава клинопироксена из мантийных ксенолитов трубки Нюрбинская.

В трубке **Ботубинская** (рис. 2В) изученные клинопироксены разделились на хром-омфациты и хромдиоксиды примерно пополам (что, возможно, связано, в том числе и с малопредставительной пока выборкой изученных зёрен).

Клинопироксены из **трубки Майская** (рис. 2Г,Д) характеризуются высоким содержанием Al₂O₃ (3,1-6,2%), Na₂O (4-6,8%) и Cr₂O₃ (4-7,2%), пониженным содержанием FeO (1,7-2,3%) и MgO (менее 12%). Они соответствуют хром-омфацитам высокобарической фации глубинности с необычно высокой долей юриитового (космохлорового) компонента, в соответствии с чем некоторые точки их составов выходят далеко за рамки привычной дискриминационной диаграммы [36] (рис. 6).

В целом, по необычному составу клинопироксена нодули трубки Нюрбинской (а также Ботубинской и Майской) заметно отличаются от нодулей из кимберлитов и глинозёмистой серии Зимнего Берега

(месторождение им. Ломоносова Архангельской алмазоносной провинции), и железо-титанистой серии (месторождение им. Гриба) [12,14,16], а также, вероятно, от клинопироксенов из нодулей кимберлитовых трубок других полей Якутской провинции (не исключено, что и Мира). Необычный состав клинопироксенов из кимберлитов и мантийных нодулей возможно, связан с необычными условиями образования и строения мантийного субстрата Накынского поля.

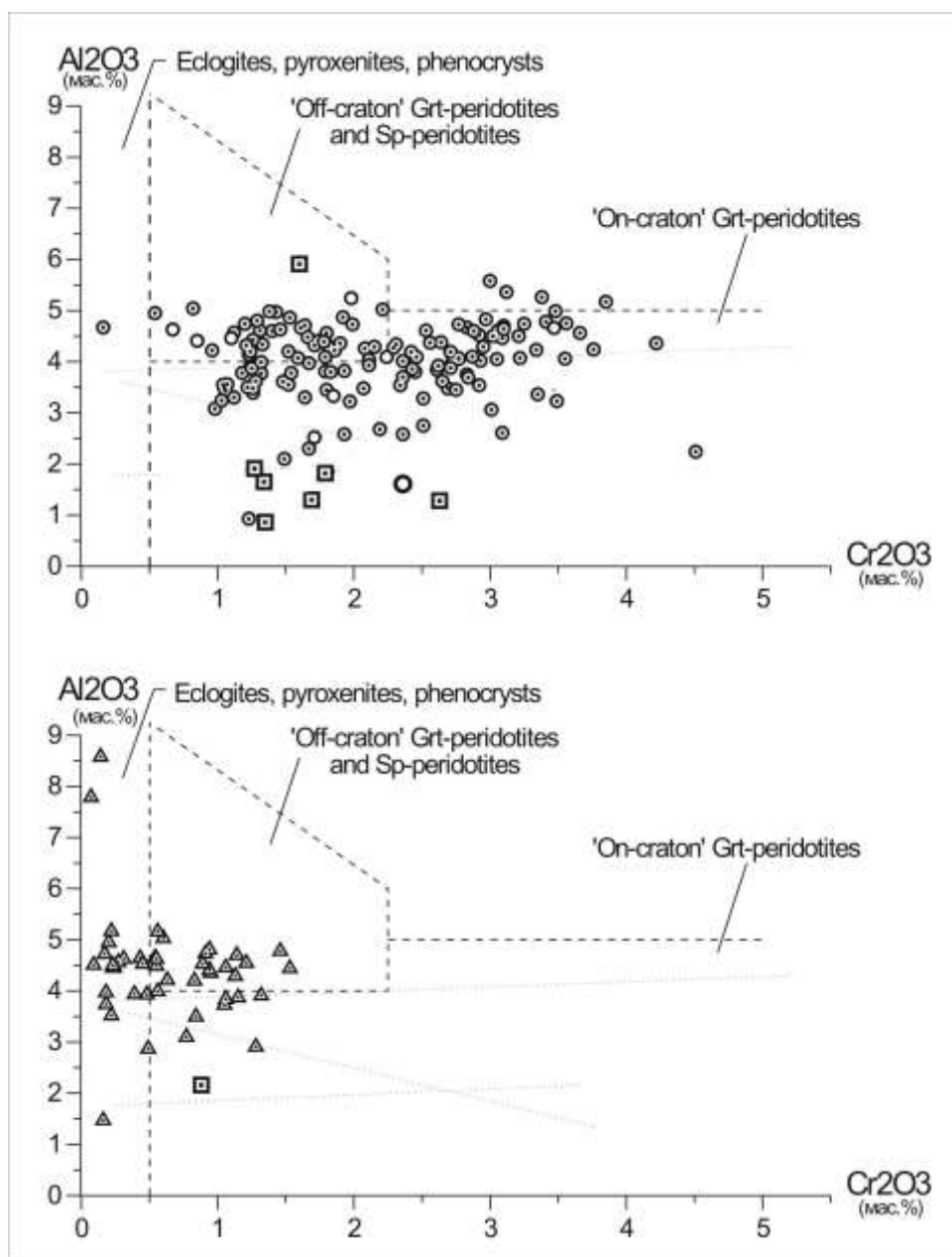


Рис. 6. Состав клинопироксена из мантийных ксенолитов трубки Нюрбинская

(Диаграмма [36] вверху - из гранатовых перидотитов с ориентированными текстурами (кружки), и гранатовых перидотитов протогранулярной структуры (квадраты); внизу – из гранатовых клинопироксенитов, эклогитов (треугольники) и маридов (квадрат).

Зелёный гранат

Зелёные гранаты (гроссуляр-уваровит-пиропы) очень редко встречаются в концентратах алмазоносных кимберлитов Якутии, Южной Африки, Венесуэлы, Канады. Впервые зелёные гранаты в концентратах кимберлитах Якутии, ксенолитах гроспидитов и включениях в алмазы описаны Н.В. Соболевым [24,40,41]. Зелёные гранаты имеют яркий и необычный облик на общем фоне фиолетовых и красных гранатов, поэтому всегда привлекали к себе повышенное внимание и интерес. Считалось, что зеленые гранаты могут быть продуктами дробления мантийных ксенолитов особо глубинных (>200 км) гранатовых верлитов [29,31]. Детальное изучение *ксенолитов* с зелёным гранатом из кимберлитов дайки Ньюлендс показало, что они представляют собой метасоматические образования типа оливин-уваровит-хромитовых жил на умеренных глубинах верхней мантии (80-90 км) [21,37]. Выделен новый тип «модального» мантийного метасоматоза – «кальциевый» метасоматоз (с разновидностями: *хром-кальциевый* и *титан-хром-кальциевый мантийный метасоматоз*).

В Накынском поле зелёные гранаты были обнаружены ранее только в виде единственного зерна на участке Ханинский (видимо, в терригенных отложениях Юры), но в кимберлитах этого поля зелёные гранаты ранее обнаружены не были [7]. При детальном изучении кимберлитов и россыпей Накынского поля нами впервые обнаружены зелёные гранаты в таком значительном количестве, которое ранее отмечалось только в кимберлитах дайки Ньюлендс (ЮАР).

Первые зелёные гранаты были обнаружены нами в **россыпи Нюрбинская** в 2006 г., в 2007-2012 гг. детальные работы на трубке Нюрбинская и сопряжённой с ней россыпи Нюрбинская привели к обнаружению десятков зёрен зелёных гранатов – но только в россыпи! В кимберлитах трубки Нюрбинская нами был обнаружен единственный мелкий осколок зелёного граната размером 0,3 мм, причём именно в **первой** протолочной пробе, которая была пропущена через щековую дробилку в лаборатории НИГП, и возможно, прочистила механизмы от остатков материала предыдущих дроблений. Этот зелёный осколок, вероятно, является продуктом засорения, поскольку ни в одной из пяти десятков других протолочных проб кимберлитов трубки Нюрбинская ничего подобного обнаружено не было.

В 2013 г., при изучении керн первых же скважин по **трубке Ботубинская**, зелёные гранаты были обнаружены нами в значительном количестве – сначала непосредственно “in situ”, при полевой документации в керне скважин, затем - и в случайных образцах, и в протолочных пробах кимберлитов этой трубки.

В 2014-2016 гг., при изучении керн первых же скважин по **трубке**

Майская, зелёные гранаты были обнаружены нами в значительном количестве – сначала в протолочных пробах кимберлитов этой трубки, затем непосредственно “in situ”, при визуальном изучении случайно отобранных образцов кимберлитов этой трубки.

Макрокристы зелёных гранатов размером до 4-8 мм встречаются в образцах кимберлитов трубок Ботуобинская и Майская (“in situ”), зёрна этих гранатов сильно трещиноваты и изменены по трещинам, поэтому в протолочных пробах они обычно представлены в виде десятков и сотен обломков и осколков разного размера (от класса -4+2 мм до

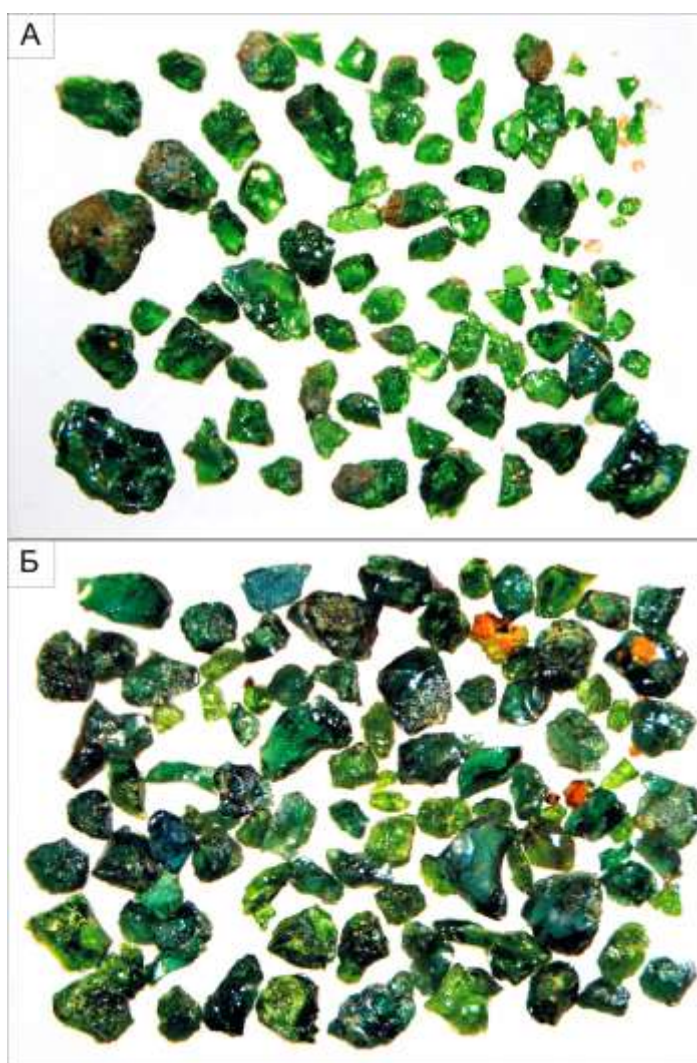


Рис 7. Внешний облик монофракций зелёного граната из кимберлитов трубки Ботуобинская: А – проба с одноцветными гранатами; Б - проба с разноцветными гранатами. Класс крупности -1+0,25 мм.

класса -0,25 мм). Отмечаются редкие сростки граната с хромшпинелидом. Отдельные крупные (3 мм) целые, нетрещиноватые зёрна гранатов имеют очень тёмный, почти чёрный цвет и по сути визуальнo отличаются от хромшпинелидов только по стеклянному блеску и единичным

ярко-зелёным рефлексам. В некоторых пробах из кимберлитов трубки Ботуобинская содержание зелёных гранатов составляет от 0,2-0,4 до 14% тяжёлой фракции.



Рис 8. Внешний облик монофракций зелёного граната из кимберлитов трубки Майская: А – класс крупности -4+1 мм; Б-Е – монофракции цветовых разновидностей граната, класс крупности -1+0,25 мм.

Зелёные гранаты Накынского поля разнообразны по цветовым оттенкам (рис. 7,8): встречаются зёрна зелёного, изумрудно-зелёного, серо-зелёного, болотного и голубовато-зелёного до синего цвета, наиболее разнообразны по цвету зелёные гранаты из трубки Майская (рис. 8). Они характеризуются достаточно широким спектром состава (табл. 4, рис. 9) по содержанию CaO (10-26%), Cr₂O₃ (4-15%), TiO₂ (0,1-1,86%), FeO (5,5-9%) и относятся к уваровит-гроссулярам и уваровит-пиропам. Из микроэлементов для них характерно повышенное содержание LREE, Y и др., но особенно - Zr [21]. Для зерен зеленых гранатов различных оттенков намечаются некоторые особенности химического состава. Так, например, в трубке Майская гранаты *изумрудно-зеленого* цвета характеризуются высоким содержанием CaO (23-25,5%), Cr₂O₃ (9-11,0%) и пониженным содержанием TiO₂ (0,3-0,6%) и FeO (5,5-6,5%), а гранаты *бутылочно-зеленого* цвета характеризуются пониженным содержанием CaO (15-16%), Cr₂O₃ (6-8%) и TiO₂ (0,3-0,6%) и повышенным содержанием FeO (6,0-8,0%). Различия характеристик зелёных

Таблица 4.

Химический состав граната из мантийных ксенолитов и кимберлитов трубок Накьнского поля (мас. %)

№ п.п.	Трубка*	Порода	Образец	Цвет**	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма
1	Н	Вкл. Алькремит	Н-678	роз	41.63	0.07	23.72	0.16	7.83	0.22	18.77	7.51	0.00	99.91
2	НД	Кимберлит	НД137	роз	41.99	0.07	23.78	0.11	7.48	0.29	20.76	4.8	0.02	99.30
3	НД	Кимберлит	НД137	роз	42.01	0.12	23.82	0.12	7.38	0.35	20.79	4.92	0.03	99.54
4	НД	Кимберлит	НД137	роз	41.82	0.31	22.75	0.61	7.15	0.41	21.92	3.83	0.08	98.88
5	Б	Кимберлит	Б-4/3,0	зел	38.25	0.34	11.79	13.85	7.72	0.45	10.61	15.80	0.03	98.84
6	Б	Кимберлит	Б-2/14,2	зел	38.22	0.30	13.96	10.56	7.43	0.42	11.15	16.14	0.04	98.22
7	Б	Кимберлит	Б-4/7,0	зел	37.55	1.33	10.24	14.50	5.94	0.45	10.74	17.30	0.04	98.09
8	Б	Кимберлит	Б-4/3,0	зел	37.17	1.49	11.49	12.92	6.62	0.45	9.94	17.43	0.17	97.68
9	Б	Кимберлит	54/520-53,0	зел	36.31	1.46	9.95	13.45	5.98	0.42	8.06	20.31	0.06	95.99
10	Б	Кимберлит	Б-2/14,2	зел	36.79	1.86	8.88	14.54	5.96	0.40	8.45	20.36	0.03	97.27
11	Б	Кимберлит	Б-4/1,4	зел	36.85	1.53	10.30	13.01	6.80	0.46	7.93	20.42	0.03	97.33
12	Б	Кимберлит	56/540-117	зел	37.52	1.59	9.35	14.88	5.50	0.34	8.05	22.06	0.00	99.29
13	Б	Кимберлит	122/120-83-2	зел	37.71	1.66	10.82	12.30	6.92	0.43	7.37	22.07	0.00	99.28
15	М	Кимберлит	Р-7/3-67,0	зел	38.46	1.52	10.84	12.85	5.77	0.44	7.99	21.27	0.03	99.17
17	М	Кимберлит	Р-7/6-74,3	зел	38.96	0.44	13.91	9.46	5.94	0.36	5.32	25.34	0.03	99.75
16	М	Кимберлит	Р-8/3-72,2	зел	38.82	0.58	15.87	7.56	6.13	0.38	7.14	22.18	0.06	98.72
14	М	Кимберлит	Р-8/3-72,2	зел	39.15	0.63	15.98	7.64	6.08	0.44	7.26	22.37	0.05	99.59
18	М	Кимберлит	Р-7/3-67,0	зел	40.06	0.59	17.67	6.78	7.38	0.51	11.44	15.43	0.10	99.95
19	М	Кимберлит	Р-7/3-68,7	зел	40.28	0.51	17.02	7.61	6.87	0.45	11.75	16.06	0.04	100.59
20	М	Кимберлит	Р-7/3-73,5	зел	40.13	0.38	17.96	6.67	7.33	0.53	12.16	14.88	0.07	100.09
21	М	Кимберлит	Р-7/6-68,0	зел	39.38	0.10	17.59	6.66	6.23	0.48	11.33	17.01	0.04	98.80
22	М	Кимберлит	Р-7/6-68,0	зел	39.30	0.11	17.73	6.35	6.26	0.45	11.60	16.89	0.02	98.70
23	М	Кимберлит	Р-7/6-68,0	зел	40.15	0.07	17.97	6.86	6.33	0.40	10.98	17.02	0.03	99.79
24	М	Кимберлит	Р-7/6-68,0	зел	40.28	0.14	17.92	6.84	6.23	0.45	11.05	17.03	0.04	100.00

Примечание: * - трубки: Н – трубка Нюрбинская; НД – дотрубочная дайка Нюрбинская; Б – трубка Ботубинская; М – трубка Майская.

** - цвет граната: роз – розовый; зел – зелёный.

гранатов проявляются и на уровне отдельных трубок Накынского поля. По составу зелёные гранаты трубки Майская в целом заметно отличаются от зелёных гранатов трубки Ботуобинская пониженным содержанием хрома и титана. А если учесть, что в трубке Нюрбинская зелёных гранатов вообще не обнаружено, можно считать зелёные гранаты одним из основных типоморфных минералов-спутников для кимберлитов Накынского поля, по особенностям которых отдельные трубки различаются как на количественном уровне (по принципу «больше - меньше»), так и на качественном уровне (по принципу «есть - нет»).

Такое высокое содержание зелёных гранатов, как в трубке Майская и Ботуобинская, характерно только для кимберлитов дайки Ньюлендс (ЮАР). Но такого количества и **разнообразия** по цвету и химическому составу зелёных гранатов (и гранатов верлитового парагенезиса в целом), как в трубках Ботуобинская и Майская, нет ни в одной другой трубке Мира.

Зелёные гранаты являются наиболее яркими, типоморфными минералогическими маркёрами кимберлитов Накынского поля.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Присутствующий в кимберлитах Накынского поля глубинный минералогический материал (мантийные ксенолиты, мегакристы и ксенокристы), своим большим количеством, разнообразием и необычностью состава подчёркивают сложное строение исходного мантийного субстрата. Детальное изучение глубинных ксенолитов и минералов позволяет восстанавливать типы и характер многообразных процессов формирования мантийного субстрата Накынского поля.

Видимое противоречие между очевидными признаками воздействия астеносферного диапира (плюма) на мантийный субстрат Накынского поля (Nd-Sr изотопные показатели кимберлитов, приближающиеся к BSE) и отсутствием в кимберлитах главного, «непосредственно наблюдаемого» типичного минералогического признака такого воздействия – присутствия в кимберлитах мегакристов пикроильменита, объясняется именно минералогическими особенностями кимберлитов Накына. Присутствие в кимберлитах трубок Нюрбинская и Ботуобинская (в трубке Майская пока не искали) типичных мегакристов оранжево-красного титанистого пиропы и включений гранатовых перидотитов-клинопироксенитов с таким же пиропом мегакристовой ассоциации – это в данном случае и есть «непосредственно наблюдаемый» минералогический признак процесса астеносферного воздействия на мантийный субстрат Накынского поля. Этот процесс был явно редуцированным, либо из-за собственно необычного вещественного состава астеносферного диапира в данном районе, либо вследствие расположения Накынского поля в самой «краевой, приконтактной» зоне воздействия такого диапира – аналогично такому же «краевому»

расположению Золотицких кимберлитов глинозёмистой серии Зимнего Берега [17].

Необычный состав пикроильменита, присутствующего в нодулях мантийных пород кимберлитов Накынского поля, обусловлен развитием глубинных процессов, не имеющих отношения к воздействию астеносферного диапира. Пикроильменит в кимберлитах Накына присутствует во включениях мантийных пород совершенно определённого типа, а именно - в эклогитах, а также гранатовых перидотитах и клинопироксенитах (нередко зональных) со средне-мелкозернистой структурой и ориентированными, директивными текстурами. В этих же типах мантийных пород необычным является и состав клинопироксена – омфацит, хром-омфацит (но не хромдиопсид). Для этих же пород нередким является присутствие рядом расположенных зёрен бледно-фиолетового и оранжево-розового пироба с разницей в содержании хрома до 2-х раз, что подчёркивает неравновесный характер минерального парагенезиса пород. И, наконец, характер распределения РЗЭ в гранатах из этого типа мантийных пород – «нормальный», что не позволяет говорить о сколько-нибудь серьёзном воздействии на них мантийного метасоматоза. Особенности строения, минерального состава и состава минералов включений эклогитов, гранатовых перидотитов и клинопироксенитов с ориентированными текстурами позволяет предполагать важное участие в их формировании процессов субдукции. Важная роль процессов субдукции на формирование мантийного субстрата Накынского поля отмечается и для включений алмазонасных эклогитов и пироксенитов [26]. Что касается сходного состава пикроильменита из включений метасоматических мантийных пород, то эти породы образовались за счёт плавления мантийного субстрата эклогитов-перидотитов-пироксенитов (упомянутых выше), поэтому их минералы наследуют некоторые особенности состава минералов исходных пород (в частности – пикроильменита).

По особенностям состава омфациты из кимберлитов Накынского поля совершенно не характерны для кимберлитов других трубок не только Якутской провинции, но других провинций Мира. Мантийный субстрат Накынского поля, вероятно, в значительной степени образован метасоматизированными и метаморфизованными породами расслоенных базит-гипербазитовых комплексов с отчётливо проявленными признаками процессов субдукции. Минералы подобных расслоенных комплексов, образованных в *коровых* условиях (прежде всего хром-омфациты), близки по составу минералам-спутникам алмаза, но не связаны с кимберлитами и отбраковываются при шлиховых поисках на Севере Европейской части России. В Накынском поле присутствие в шлиховых пробах подобных минералов-спутников, напротив, может являться признаком наличия ореола ближнего сноса.

Развитие **омфацита** в эклогитах, гранатовых перидотитах и

клинопироксенитах с ориентированными текстурами связано, вероятно, с тем, что эти породы образовались не в результате кристаллизации мантийных выплавок, а имеют, по сути, метаморфическое происхождение (в зоне субдукции) и своим минеральным составом и составом минералов отражают (наследуют) вещественный состав исходных пород расслоенных базит-гипербазитовых комплексов и/или океанической коры.

В противовес этому, породы, которые образовались в результате кристаллизации мантийных выплавок – гранатовые перидотиты протогранулярной и аллотриоморфной структуры, гранатиты хромовой ассоциации и гранатовые клинопироксениты железо-титанистой («мегакристовой») серии содержат «обычный» для кимберлитов клинопироксен - **хромдиопсид**.

В результате кристаллизации мантийных выплавок образовались и породы типа алькремитов – параллельно-полосчатых крупнокристаллических плутонических пород с элементами магматического расслоения на гранатовые и шпинелевые слои. **Розовые пиропы из алькремитов**, широко распространённые в кимберлитах дотрубочной дайки Нюрбинская, указывают на возможное более широкое развитие этих пород и в субстрате Накынского поля, что необходимо учитывать при поисковых работах.

Одной из самых интересных особенностей накынских кимберлоитов является присутствие в них зелёных гранатов. Такого количества и **разнообразия** по цвету и химическому составу зелёных гранатов (и гранатов верлитового парагенезиса в целом), как в трубках Ботубинская и Майская, нет ни в одной другой трубке Мира. Необычно широкое развитие в кимберлитах Накынского поля зелёных гранатов (имеющих метасоматическое происхождение [21,37]) указывает на интенсивное воздействие процессов «кальциевого» (*хром-кальциевого* и *титан-хром-кальциевого*) мантийного метасоматоза на породы мантийного субстрата. Зелёные гранаты с таким высоким содержанием титана (до 1,86% TiO₂) встречены в кимберлитах впервые. В данном случае зелёные гранаты, возможно, являются аналогами (заменителями) минералов мегакристовой ассоциации в «деле» повышения общей титанистости кимберлитовых пород. Не исключено, что повышение содержания несовместимых элементов (LREE, Ti, Y, Zr и др.) в высокохромистых гранатах и в высококальциевых высокохромистых гранатах (уваровит-пиропы) также связано с воздействием процессов титан-хром-кальциевого метасоматоза «диффузионного» типа на «первичные» мантийные породы протогранулярной структуры.

Составы разнообразных зелёных (сине-зелёных) гранатов и других гранатов верлитового парагенезиса из кимберлитов Накына образуют своеобразный «мостик» между двумя рядами наиболее распространённых, контрастных и обычно не смешивающихся типов гранатов –

«пиральспитами» и «уграндитами» (рис. 9), что подчёркивает необычные

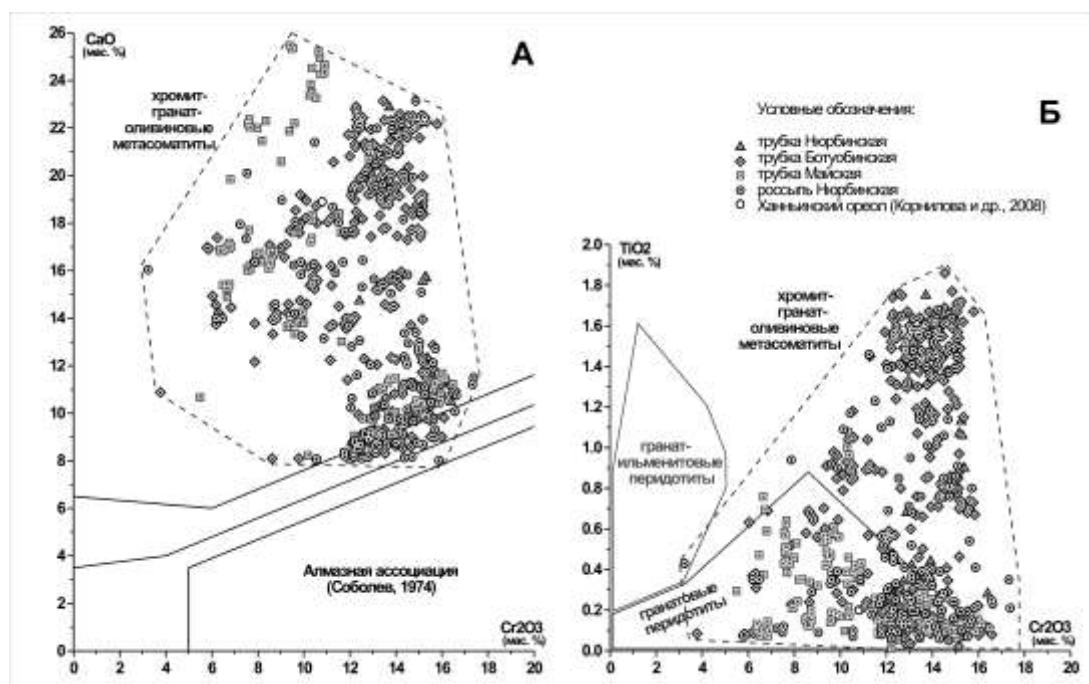


Рис. 9. Состав гранатов сине-зелёной цветовой гаммы из кимберлитов Накынского поля. А - диаграмма [25]; Б – диаграмма [22].

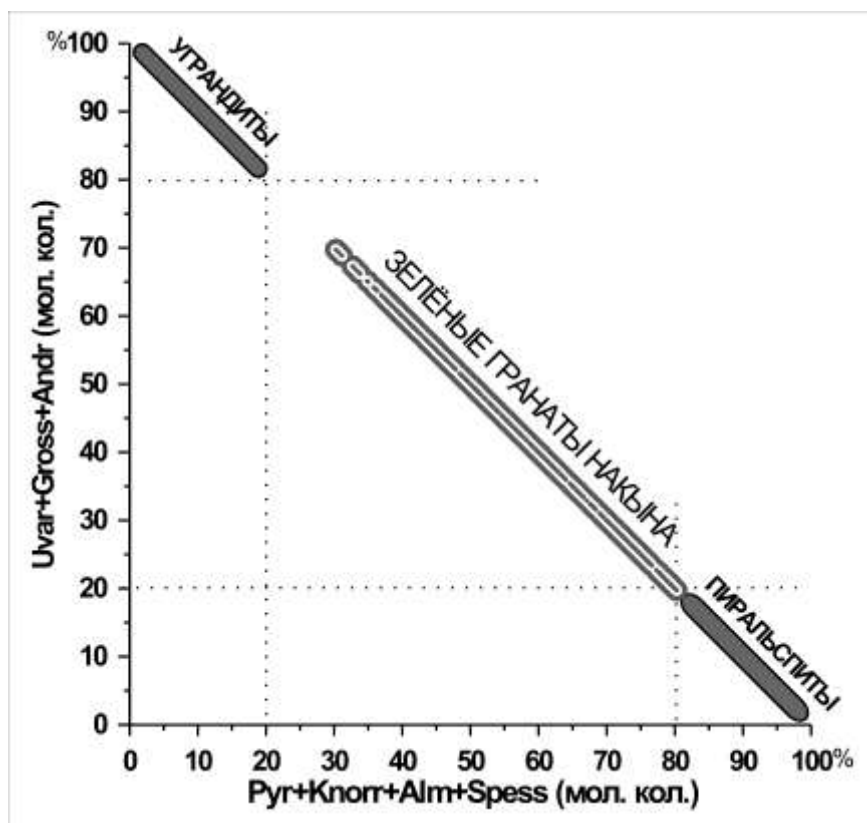


Рис. 10. Положение составов зелёных гранатов из кимберлитов Накынского поля по отношению к двум главным группам гранатов: пиральспитам и уграндитам.

условия образования зелёных гранатов Накынского поля.

Зелёный гранат – идеальный, легко диагностируемый поисковый минералогический маркёр. Разнообразие окраски, составов и трендов изменения состава зелёных гранатов в разных кимберлитовых телах вызывает необходимость учитывать это разнообразие при поисковых работах и относиться к гранатам зелёной цветовой гаммы так же внимательно и детально, как и к гранатам (пиропам) красно-малиново-фиолетовой цветовой гаммы. То есть, по-сути, относиться к зелёным гранатам как к отдельной, самостоятельной и разнообразной группе минералов-спутников алмаза [22].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детальное изучение кимберлитов и мантийных ксенолитов трубок Накынского поля (трубки Нюрбинская, Ботубинская и Майская) выявило их необычные, интересные и важные минералогические особенности.

Отсутствие в кимберлитах Накына мегакристов пикроильменита (типичного минералогического признака астеносферного воздействия на мантийный субстрат) восполняется присутствием крупных желваков оранжево-красного титанистого пироба «мегакристовой» ассоциации, подчёркивающим редуцированный характер астеносферного воздействия, обусловленный необычным вещественным составом астеносферного диапира в данном районе, либо расположением Накынского поля в самой «краевой, приконтактной» зоне воздействия такого диапира.

Пикроильменит в кимберлитах Накына присутствует только во включениях мантийных пород совершенно определённого типа - в эклогитах, а также гранатовых перидотитах и клинопироксенитах с ориентированными, директивными текстурами. Состав пикроильменита из этих включений резко отличается от состава пикроильменита типичной «мегакристовой» ассоциации повышенным содержанием титана и крайне низкой долей гематитового компонента. В этих же типах мантийных пород необычным является и состав клинопироксена – омфацит, хром-омфацит (но не хромдиопсид). Особенности строения, минерального состава и состава минералов включений эклогитов, гранатовых перидотитов и клинопироксенитов с ориентированными текстурами позволяет предполагать важное участие в их формировании процессов субдукции.

Глубинные породы, которые образовались в результате кристаллизации мантийных выплавов – гранатовые перидотиты протогранулярной и аллотриоморфной структуры, гранатиты хромовой ассоциации и гранатовые клинопироксениты железо-титанистой («мегакристовой») серии содержат «обычный» для кимберлитов клинопироксен - хромдиопсид.

Розовые пиробы из алькремитов, широко распространённые в кимберлитах дотрубочной дайки Нюрбинская, указывают на возможное более широкое развитие этих пород и в субстрате Накынского поля, что

необходимо учитывать при поисковых работах.

В кимберлитах Накына (трубки Ботубинская и Майская) наблюдается высокое содержание и широкое *разнообразие*, как по цвету, так и по химическому составу зелёных гранатов (и гранатов верлитового парагенезиса в целом), что не отмечалось ранее ни для одной другой трубке Мира. Необычно широкое развитие в кимберлитах Накынского поля зелёных гранатов указывает на интенсивное воздействие процессов «кальциевого» (*хром-кальциевого* и *титан-хром-кальциевого*) мантийного метасоматоза на породы мантийного субстрата. Составы разнообразных зелёных (сине-зелёных) гранатов из кимберлитов Накына образуют своеобразный «мостик» между двумя рядами наиболее распространённых, контрастных и обычно не смешивающихся типов гранатов – «пиральспитами» и «уграндитами». Зелёный гранат – идеальный, легко диагностируемый поисковый минералогический маркер. Разнообразие окраски, составов зелёных гранатов в разных кимберлитовых телах вызывает необходимость учитывать это разнообразие при поисковых работах и относиться к гранатам сине-зелёной цветовой гаммы так же внимательно и детально, как и к гранатам (пиропам) красно-малиново-фиолетовой цветовой гаммы. То есть, по-сути, относиться к зелёным гранатам как к отдельной, самостоятельной и разнообразной группе минералов-спутников алмаза.

В целом, проведённые работы позволили выявить уникальность трубок Накынского поля по минералогическим особенностям кимберлитов и мантийных ксенолитов, как среди других трубок Якутской Алмазодобывающей Провинции, так и среди кимберлитовых трубок Мира.

В связи с этим, совершенно необходимым можно считать проведение комплексных, специализированных и детальных исследований минералов глубинных парагенезисов мантийных ксенолитов и кимберлитов всех тел Накынского поля в сопоставлении с минералами зоны коры выветривания кимберлитов и минералами терригенных перекрывающих отложений. Такие исследования должны создать фактологическую основу для корректировки методики проведения шлихо-минералогических поисков в Накынском поле и в Средне-Мархинском районе в целом.

Очевидно, что такие уникальные комплексные объекты Накынского поля как «коренное месторождение + россыпь» требуют постоянного мониторинга особенностей строения и состава пород в процессе проведения поисковых, разведочных и добычных работ.

Авторы выражают глубокую признательность доктору геолого-минералогических наук Николаю Васильевичу Владыкину и первому Главному геологу Нюрбинского ГОКа Валерию Ивановичу Банзеруку за предоставленную возможность проведения исследовательских работ в Накынском поле, а также всем геологам и сотрудникам технических служб Нюрбинского ГОКа, Ботубинской ГРЭ, Мирнинской ГРЭ, ЛОКа Мирнинской ГРЭ и НИГП АК «АЛРОСА» за всемерную и неоценимую помощь в проведении полевых работ в 2006-2016 годах.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Бобриевич А.П., Илупин И.П., Козлов И.Т. и др.** Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии, М., Недра, 1964.
2. **Богатилов О.А., Кононова В.А., Голубева Ю.Ю., Зинчук Н.Н., Илупин И.П., Ротман А.Я., Левский Л.К., Овчинникова Г.В., Кондрашов И.А.** Петрогеохимические и изотопные вариации состава кимберлитов Якутии и их причины. //Геохимия. 2004. №9. С. 915-939.
3. **Брахфогель Ф.Ф.** Геологические аспекты кимберлитового магматизма Северо-Востока Сибирской платформы. Якутск. 1984. 128 с.
4. **Голубева Ю.Ю., Первов, В.А., Кононова В.А.** Низкотитанистые алмазоносные кимберлиты – новый петрогеохимический тип. Сравнение Накыньских (Якутия) и Золотицких (Архангельская область) разновидностей // Региональная геология и металлогения.- 2006.- № 27.- С. 15-25.
5. **Илупин И.П.** Находки “кимберлитовых” минералов в некимберлитовых изверженных горных породах. // Труды ЦНИГРИ, вып. 188, 1984, с. 46-51
6. **Корнилова В.П., Фомин А.С., Зайцев А.И.** Новый тип алмазоносных кимберлитовых пород на Сибирской платформе. // Региональная геология и металлогения.- 2001.- № 13-14.- С. 105-117.
7. **Корнилова В.П., Роговой В.В., Иванов А.С.** Парагенетические ассоциации гранатов из коренных тел и шлиховых ореолов Накыньского кимберлитового поля. В кн.: Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях: Материалы конференции, посвящённой 40-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». – Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2008. С. 183-190.
8. **Мальцев М. В., Толстов А. В., Фомин В. М., Старкова Т. С.** Новое кимберлитовое поле в Якутии и типоморфные особенности его минералов-индикаторов // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2016. № 3, с. 86-94.
9. **Маракушев А.А.** Нодули перидотитов в кимберлитах и базальтах как показатели глубинного строения литосферы //27 МКК. Петрология. Секция С.09. Доклады. Т.9. М.: Наука, 1984. С.153-161.
10. **Махоткин И.Л., Журавлёв Д.З.** Изотопный состав Sr- и Nd алмазоносных кимберлитов и мелилититов Архангельского региона // ДАН СССР, 1993, том 332, № 4, с.491-495
11. **Пономаренко А.И.** Алькокремиты – новая разновидность глинозёмистых гипербазитов (ксенолиты из кимберлитовой трубки «Удачная») // Доклады АН СССР. 1975. Т. 225, № 4. с. 928-931.
12. **Саблуков С.М., Будкина Л.И.** Глубинные включения и особенности химического состава сосуществующих минералов // Тр. ЦНИГРИ. 1988. Вып. 229. С.16-23.
13. **Саблуков С.М.** О петрохимических сериях кимберлитовых пород. //Доклады АН СССР, 1990, Т.313, N 4, с.935-939.
14. **Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Шавырина М.В.** Мантийные ксенолиты из кимберлитовых месторождений округлых алмазов Зимнебережного района (Архангельская алмазоносная провинция) // Петрология, 2000, Т.2, No 5, С.525-554.
15. **Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Веричев Е.М.** Типы мантийного субстрата Зимнебережного района в связи с формированием кимберлитов с округлыми и плоскогранными алмазами (Архангельская алмазоносная провинция). // Труды II Международного Семинара «Глубинный магматизм, магматические источники и проблема плюмов» Иркутск-Владивосток, Изд-во ИрГТУ, 2002, с. 1134-150.
16. **Саблукова Л.И., Саблуков С.М., Веричев Е.М., Головин Н.Н.** Петрография и химия минералов мантийных ксенолитов и ксенокристов из кимберлитов трубки

- им. В. Гриба, Зимний Берег, Россия. // Труды III Международного Семинара «Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма» (г. Хабаровск). Иркутск, Изд-во ИрГТУ, 2003, с. 159-187
17. **Саблуков С.М., Саблукова Л.И.** Степень астеносферного влияния как один из определяющих факторов разнообразия кимберлитовых пород. // Труды VI Международного Семинара «Глубинный магматизм, его источники и плюмы» Иркутск-Мирный, Изд-во Института Географии СО РАН, 2006, с. 175-190.
 18. **Саблуков С.М., Банзерук В.И., Саблукова Л.И., Стегницкий Ю.Б., Богомолов Е.С., Лебедев В.А.** Древний возраст кимберлитов Накынского поля (Якутия) – одна из причин своеобразия их вещественного состава //VIII Международная конференция «Новые идеи в науках о Земле». Москва. 2007. Доклады. Т. 5. С. 209-212.
 19. **Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Стегницкий Ю.Б., Банзерук В.И.** Литосферная мантия Накынского кимберлитового поля (Якутия) по данным изучения мантийных ксенолитов и базальтов трубки Нюрбинская. // Труды VII Международного Семинара «Щелочной магматизм, его источники и плюмы» Иркутск-Неаполь, Изд-во Института Географии СО РАН, 2007, с. 168-185
 20. **Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Стегницкий Ю.Б., Карпенко М.А., Спиваков С.В.** Вулканические породы трубки Нюрбинская: отражение состояния верхней мантии региона от рифея до карбона, геодинамические следствия. // Труды VIII Международного Семинара «Глубинный магматизм, его источники и плюмы» Владивосток, Изд-во Института Географии СО РАН, 2008, с. 131-164
 21. **Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Стегницкий Ю.Б., Карпенко М.А.** Происхождение мантийных ксенолитов с зелёным гранатом из кимберлитов (дайка Ньюлендс, Южная Африка и трубка Нюрбинская, Якутия) // Труды XIII Международного Семинара «Глубинный магматизм, его источники и плюмы». Иркутск. 2013. с. 205-222.
 22. **Саблукова Л.И., Саблуков С.М., Стегницкий Ю.Б., Карпенко М.А.** Использование необычных минералогических особенностей кимберлитов Накынского поля для идентификации коренных источников шлиховых ореолов // Материалы IV Региональной научно-практической конференции АК «АЛРОСА». - Мирный. - 2014, - с. 187-190.
 23. **Смелов А.П., Андреев А.П., Алтухова З.А., Бабушкина С.А., Бекренев К.А., Зайцев А.И., Избеков Э.Д., Королева О.В., Мишин В.М., Округин А.В., Олейников О.Б., Сурнин А.А.** Кимберлиты трубки Манчары: новое кимберлитовое поле центральной Якутии // Геология и геофизика, 2010, т. 51, № 1, с. 153-159.
 24. **Соболев Н.В.** О минералогических критериях алмазоносности кимберлитов. // Геол. Геофиз 1971. № 3. с. 70-80.
 25. **Соболев Н.В.** (1974) Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. - Новосибирск, Наука, 264 с.
 26. **Специус З.В., Тейлор Л., Валей Д.** Химизм и $d^{18}O$ гранатов в алмазоносных ксенолитах из трубки Нюрбинская. //Труды VI Международного Семинара «Глубинный магматизм, его источники и плюмы». Иркутск-Мирный. 2006. С. 71-95.
 27. **Томшин М.Д., Фомин А.С., Корнилова В.П., Чёрный С.Д., Яныгин Ю.Т.** Особенности магматических образований Накынского кимберлитового поля Якутской провинции // Геология и геофизика.-1998.-Т.39, № 12.- С. 1693-1703.
 28. **Удовкина Н.Г.** Эклогиты СССР. Москва. Наука. 1985. 286 с.

29. **Харькив А.Д.** Находка ксенолита рудного верлита в кимберлитовой трубке «Зимняя» (Верхне-Мунский алмазоносный район, Якутия) // Доклады АН СССР, 1978, Том 239, № 1, с.181- 184.
30. **Cherny S.D., Fomin A.S., Yanygin Yu.T., Banzeruk V.I , Kornilova V.P.** (1998) Geology and composition of the Nakyn field kimberlite pipes and diamond properties (Yakutia) // 7-th IKC. Cape Town. Extended Abstracts. P. 9-10.
31. **Clarke D.B. and Carswell D.A.** (1977) Green garnets from the Newlands kimberlite, Cape Province, South Africa. // Earth and Planetary Science Letters 34 . p. 30- 38.
32. **Coleman R.G., Lee, D.E., Beatty, L.B. and Brannock, W.W.,** 1965. Eclogites and eclogites: their differences and similarities. Bull. Geol. Soc. Amer. 76, 3, 483-508
33. **Dawson J.B. and Stephens W.E.** (1975) Statistical analysis of garnets from kimberlites and associated xenoliths. Journal of Geology, v. 83, p. 589-607.
34. **Gurney J.J. and Moore, R.O.** (1991) Kimberlite garnet, chromite and ilmenite compositions, applications to exploration. In P. Sheahan and A. Chater (Editors), Diamonds: exploration, sampling and evaluation; Prospectors and Developers Association of Canada, Toronto, p. 109-146.
35. **Haggerty, S.E.** (1975) The chemistry and genesis of opaque minerals in kimberlites; p. 295-307, in Physics and Chemistry of the Earth, v.9, L.H. Ahrens, J.B. Dawson, A.R. Dunkan and A.J. Erlank editors, Pergamon Press, Oxford, 940 pp.
36. **Ramsay, R.R.** Geochemistry of Diamond Indicator Minerals. Ph.D. Thesis, University of Western Australia, Perth, Australia, 1992.
37. **Sablukova L.I., Sablukov S.M., Stegnitsky Yu.B. and Karpenko M.A.** Green garnets of the “wehrlite” mantle xenoliths from kimberlites: their composition and origin (Newlands dike, South Africa; Nyurbinskaya pipe, Nakyn field, Yakutia) // 10th IKC, India, Bangalore. 2012. Extended Abstracts Reg. No. 10IKC-142. p. 1-5.
38. **Sablukov S.M., Sablukova L.I., Stegnitsky Yu.B. and Karpenko M.A.** Banded alkremite xenoliths from Nyurbinskaya kimberlite pipes (Nakyn field, Yakutia) // 10th IKC, 2012, India, Bangalore, Extended Abstracts Reg. No. 10IKC-140. p. 1-5.
39. **Smith, C.B., Gurney, J.J., Skinner, E.M.W., Clement, C.R., Ebrahim, N.,** (1985). Geochemical character of Southern African kimberlites. A new approach based on isotopic contents. Trans. Geol. Soc. S. Afr. 88, 267-280
40. **Sobolev N.V., Jr., Kuznetsova I.K., Zyuzin N.I.** The petrology of grosspydite xenoliths from the Zagadochnaya kimberlite pipe in Yakutia. – “J. Petrology”, 1968, vol. 9. Part 2. pp. 253-280.
41. **Sobolev N.V., Lavrent’ev Yu.G., Pokhilenko N.P. and Usova L.V.** Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their paragenesis. // Contrib. Mineral. Petrol. 40 (1973) p. 39-50.
42. **Schulze D.J.** (1986) Green garnets from South African kimberlites and their relationship to wehrlites and crustal uwarowites. Proceeding 4th IKC, Pert. V. 2 p. 820-826.
43. **Taylor, L.A. and Neal, C.R.,** 1989. Eclogites with oceanic crustal and mantle signatures from the Bellsbank kimberlite, South Africa, Part I: mineralogy, petrography and whole rock chemistry. J. Geol. 95, pp. 551-567.
44. **Wyatt, B.A., Baumgartner, M., Ancar, E. and Grutter, H.,** 2004. Compositional classification of “kimberlitic” and “non-kiberlitic” ilmenite // 8th International Kimberlite Conference Selected Papers. Volume 2. Lithos 77. P. 819-840.

Минералого-геохимические особенности Цагаан-Уульского пантеллеритового дайкового пояса (Северная Монголия)

Щербаков Ю.Д.,¹ Перепелов А.Б.¹, Цыпукова С.С.,¹
Далай-Эрдэнэ Э.^{2,3}, Пузанков М.Ю.⁴

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН г.Иркутск

²Институт палеонтологии и геологии г. Улан-Батор

³Иркутский государственный университет г. Иркутск

⁴Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН г. Петропавловск-Камчатский

Абстракт. Статья посвящена первым результатам исследования крупного пантеллеритового дайкового пояса. Дайковый пояс прорывает среднепалеозойские граниты и имеет длину до 40 км с генеральным Северо-Восточным простиранием. Состав пород пояса соответствует пантеллеритовым трахитам (АГП ~ 1.1) и пантеллеритам (АГП ~ 1.3). Минеральный состав представлен кислыми полевыми шпатами и амфиболами (арфведсонит и катафорит) - основные вкрапленники, в парагенезисе микролитов и отмечается присутствие таких редких минералов как лоренценит, Са-анкелит, катаплеит, монацит, энigmatит эвдиалит и титанит, такой набор минералов отвечает типичным агпайтовым породам. Распределение редких элементов в породах Цагаан-уульского дайкового пояса как характером, так и уровнем концентраций соответствует петротипу. Ключевым отличием является наличие Nb-Ta аномалии в пантеллеритовых трахитах и пантеллеритах, что может говорить об участии флюида в образовании пород пояса.

MINERALOGICAL-GEOCHEMICAL FEATURES OF TSAGAAN-UUL DYKE SWARM (NORTHERN MONGOLIA)

Shcherbakov Yu.D.¹, Perepelov A.B.¹, Tsypukova S.S.¹, Dalai-Erdene E.^{2,3}, Puzankov M.Yu.⁴

¹Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS c. Irkutsk

²Geological Institute MAS c. Ulaanbaatar

³Irkutsk state University c. Irkutsk

⁴Institute of volcanology and seismology FEB RAS c. Petropavlovsk-Kamchatsky

Abstract. The article dedicated to first data of large pantelleritic dyke swarm. The dyke swarm breaks through the middle Paleozoic granites and has length up to 40 km with North-East general direction. Rock composition is pantelleritic trachytes (AGP ~1.1) and pantellerites (AGP ~1.3). Mineral composition represented by sanidine, albite and amphiboles (arfvedsonite and kataphorite) as main porphyrs and in microlite paragenesis there are some rare minerals as lorenzenite, Ca-ancylite, catapleite and common like aegirine, aenigmatite and titanite, such mineral

composition are typical for agpaite rocks. Trace elements distribution of Tsagaan-uul dyke swarm matches with petrotypic pantellerites. Main difference between petrotype and dyke swarm pantellerites is Nb-Ta anomaly that may suggest fluid participation in magma generation.

ВВЕДЕНИЕ

Интерес к изучению кислых и щелочных пород вызван их разнообразным минеральным составом, а также необычным происхождением, которое связывается с глубокой дифференциацией базитовых магм в промежуточных камерах или анатексисом коровых пород. Одними из наиболее кислых среди щелочных вулканических пород являются пантеллериты - породы с крупными вкрапленниками полевых шпатов (анортотлазов и санидинов), щелочных амфиболов и пироксенов. Они чаще всего встречаются в составе дифференцированных вулканических серий, нередко имеющих бимодальное распределение химических составов с преобладанием объема щелочно-салических пород над базитовыми. Внутриконтинентальные рифты являются наиболее характерной структурой для подобного магматизма, Например, центральная Кенийская щелочная провинция [4–6], Гоби-Тяньшаньская рифтовая зона [1], иногда бимодальные ассоциации обнаруживаются в обстановках активных континентальных окраин [2].

В ходе недавних исследований позднепалеозой-раннемезозойской Северо-Монгольской рифтовой зоны [3] обнаружен крупный Цагаан-уульский пантеллеритовый дайковый пояс (по названию близ расположенного самона Цагаан-уул в Хубсугульском аймаке Монголии). Его протяженность составляет до 40 км, ширина до 15 км, генеральное простирание север-восточное. Он представлен комплексом многочисленных субпараллельных даек с протяженностью некоторых из них до 12 км. Дайки прорывают массив среднепалеозойских пояса перекрываются неогеновыми базальтами, которые в некоторых случаях обтекают останцы даек. Весь пояс приурочен к крупному разлому (рис. 1).

Породы Цагаан-уульского дайкового пояса неизменные, массивные, темно-серого, светло-серого цвета часто с синеватым оттенком, средне- и мелкозернистые. Наиболее мощные дайки имеют зональное строение, четко выделяется центральная зона, как правило, среднезернистая светлая синевато-серая, ближе к закалочной части цвет породы становится черным. Некоторые дайки обладают закалочной частью, в которой содержится захваченный лейкократовый материал. Маломощные дайки обладают светло-серым цветом и также «заражены» лейкократовым материалом. В комплекс также входят базальтоидные дайки, они слабо распространены, чаще всего обнаруживаются в виде развалов глыб, однако, встречаются и не разрушенные дайки, которые прорываются трахитовыми и пантеллеритовыми дайками. В целом, Цагаан-уульский пантеллеритовый

дайковый пояс можно отнести к бимодальной ассоциации пород по соотношению салических и базитовых пород, четко наблюдается преобладание пантеллеритов и трахитов, минорное количество базитов и полное отсутствие пород промежуточного состава.

гранитов, а в юго-западной части

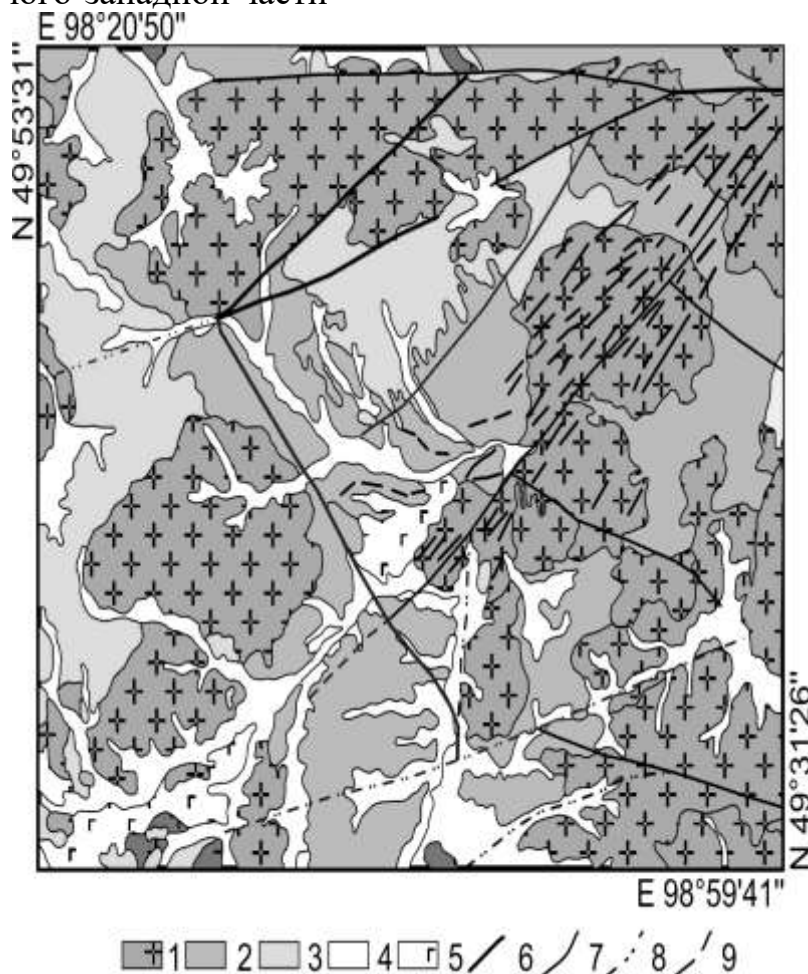


Рис 1. Геологическая схема района Цагаан-уульского пантеллеритового дайкового пояса

1 - граниты и гранодиориты среднепалеозойского интрузивного комплекса, 2 - венд-кембрийские отложения. Песчаники, алевролиты, пелиты, гравелиты, 3 - кембрийская система. Метапесчаники, известняки, кварциты, 4 - верхнечетвертичные-современные отложения, делювиально-пролювиальные щебни, 5 - базальты, 6 - пантеллериты и пантеллеритовые трахиты Цагаан-уульского дайкового пояса, 7 - разрывные нарушения, 8 - предполагаемые разрывные нарушения, 9 - разрывные нарушения, предполагаемые под четвертичными образованиями.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Аналитические исследования проведены в Центре коллективного пользования "Изотопно-геохимических исследований" ИГХ СО РАН. Содержания петрогенных оксидов в породах определены методом XRF с использованием многоканального рентгеновского спектрометра СРМ-25

("Орелнаучприбор", Россия). Основные параметры съемки, измерения выполнены с использованием рентгеновской трубки с Rh анодом при напряжении 30 кВ и токе 40 мА. Образцы гомогенизировали с помощью сплавления с флюсом, метаборатом лития (LiBO_2) в индукционной печи в тиглях из стеклоуглерода при температуре 1100°C. Контроль качества определений породообразующих оксидов проводился с использованием стандартных образцов СГ-1А (гранит, Россия), СГ-2 (гранит, Россия) и JG-2 (гранит, Япония). Концентрации микроэлементов в пробах получены методом масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно связанной плазме (ICP-MS). Измерения проводились на масс-спектрометрах с магнитным сектором NexION 300D фирмы Perkin Elmer (США). Правильность определения концентраций микроэлементов и дрейф прибора контролировались по международным стандартным образцам базальтов BHVO-1, BHVO-2 (USGS) и андезитов AGV-1, AGV-2 (USGS) через каждые 5-6 проб.

Дополнительные определения микроэлементного состава пород проводились на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7700 x фирмы Agilent Technologies, ("Байкальский Центр Нанотехнологий", технопарк при Иркутском национальном исследовательском техническом университете).

Изучение составов породообразующих минералов проводилось на электронном микроскопе "LEO 1430VP" (Carl Zeiss, Германия) с анализатором "Inca Energy 300" (Oxford Instruments Ltd) (ГИН СО РАН) при ускоряющем напряжении 15-20 кВ и токе ~ 0,5 нА (размер зонда <1 мкм, время набора спектра 40-120 сек.).

МИНЕРАЛОГИЯ

Минеральный состав пород Цагаан-уульского дайкового пояса соответствует породам агпайтового типа [7] (табл. 1). В пантеллеритовых трахитах основными породообразующими минералами является кислый полевой шпат и щелочные амфиболы (арфведсонит, катафорит) и кварц. Микролиты пантеллеритов помимо КПШ, альбита, кварца и щелочных амфиболов, представлены более редкими эгирином, энигматитом, эльпидитом, катаплеитом, монацитом и апатитом. Характерной чертой для пантеллеритовых трахитов является развитие редкого минерала - лоренценита ($\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{Si}_2\text{O}_9$) в зернах амфиболов (рис. 2). Породообразующие минералы пантеллеритов представлены щелочными амфиболами (арфведсонит, феррорихтерит), КПШ, кварцем и реже эгирином. Состав микролитов, повторяет породообразующие минералы, но появляется катаплеит ($\text{Na}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) и Са-анкилит. Базальты изменены, сложены преимущественно клинопироксеном и плагиоклазом.

Таблица 1

Представительные составы минералов из пород Цагаан-уульского дайкового пояса

Обр	БД-5077									БД-5062		
	1	2	3	4	5	6	7		8	1	2	9
Фаза	вкр	вкр	вкр	вкр	мкр	мкр	мкр	мкр	мкр	вкр	мкр	вкр
SiO ₂	63.86	66.11	43.22	50.45	49.42	39.3	35.09	34.32	1.24	63.62	68.78	51.45
TiO ₂	н.о.	н.о.	2.84	0.33	1.03	9.46	47.11	47.56	н.о.	н.о.	н.о.	1.73
Al ₂ O ₃	17.89	18.52	2.97	н.о.	0.7	1.34	н.о.	н.о.	н.о.	17.36	18.35	0.34
FeO*	н.о.	н.о.	32.9	27.16	21.97	41.31	0.66	0.89	1.16	н.о.	0.32	28.69
MnO	н.о.	н.о.	0.93	2.34	0.99	1.34	0.2	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.58
MgO	н.о.	н.о.	1.49	5.21	5.24	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
CaO	н.о.	н.о.	5.93	0.76	19.83	1.02	н.о.	н.о.	51.7	н.о.	н.о.	н.о.
Na ₂ O	н.о.	11.19	4.77	6.7	0.93	6.86	16.63	17.2	н.о.	н.о.	11.88	13.71
K ₂ O	18.08	н.о.	1.49	3.89	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	17.6	н.о.	н.о.
V ₂ O ₃	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.51	0.57	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
P ₂ O ₅	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	39.48	н.о.	н.о.	н.о.
F	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	3.58	н.о.	н.о.	н.о.
Total	99.83	95.82	96.54	96.84	100.11	100.11	100.2	100.54	97.16	98.58	99.33	96.5

1 - санидин, 2 - альбит, 3 - кататфорит, 4 - арфведсонит, 5 - ферро-авгит, 6 - энigmatит, 7 - лоренценит, 8 - апатит (REE total 2.8 мас %), 9 - эгирин. Все железо в виде FeO²⁺. Н.о. – не обнаружено

ПЕТРОГЕННЫЕ ОКСИДЫ.

Основными разновидностями пород, слагающими Цагаан-уульский пантеллеритовый пояс, являются пантеллериты и пантеллеритовые трахиты (рис. 3). Распределение составов пород серии - бимодальное, на данный момент не обнаружено разновидностей, отвечающих по составу трахиандезитам и трахиандезибазальтам. Наиболее кремнекислые породы дайкового пояса определены как пантеллериты и пантеллеритовые трахиты согласно классификационной диаграмме и являются агпайтовыми (АГП 1.0 – 1.4). Следует отметить, что для пантеллеритовых трахитов характерно преимущество Na над K (K/Na ~ 1.4) тогда как пантеллериты и базальты обладают примерно одинаковыми содержаниями Na и K. По графикам видно, что, в целом, для пород дайкового пояса идет снижение концентрации основных оксидов с ростом кремнекислотности (табл. 2). Существенный разрыв между фигуративными точками составов базальтов с трахитами и пантеллеритами связан с отсутствием информации о промежуточных фазах. Разница между трахитами и пантеллеритами хорошо заметна в повышенных концентрациях Al₂O₃, MgO, CaO, Na₂O в трахитах (табл. 2). Группа пантеллеритов имеющая крупные вкрапленники щелочного полевого шпата отличается от обычных пантеллеритов повышенными содержаниями Al₂O₃ и K₂O и меньшей концентрацией FeO (табл 2). Базальты не относятся щелочному типу, также имеют высокие потери (до 7%) и карбонатизированы

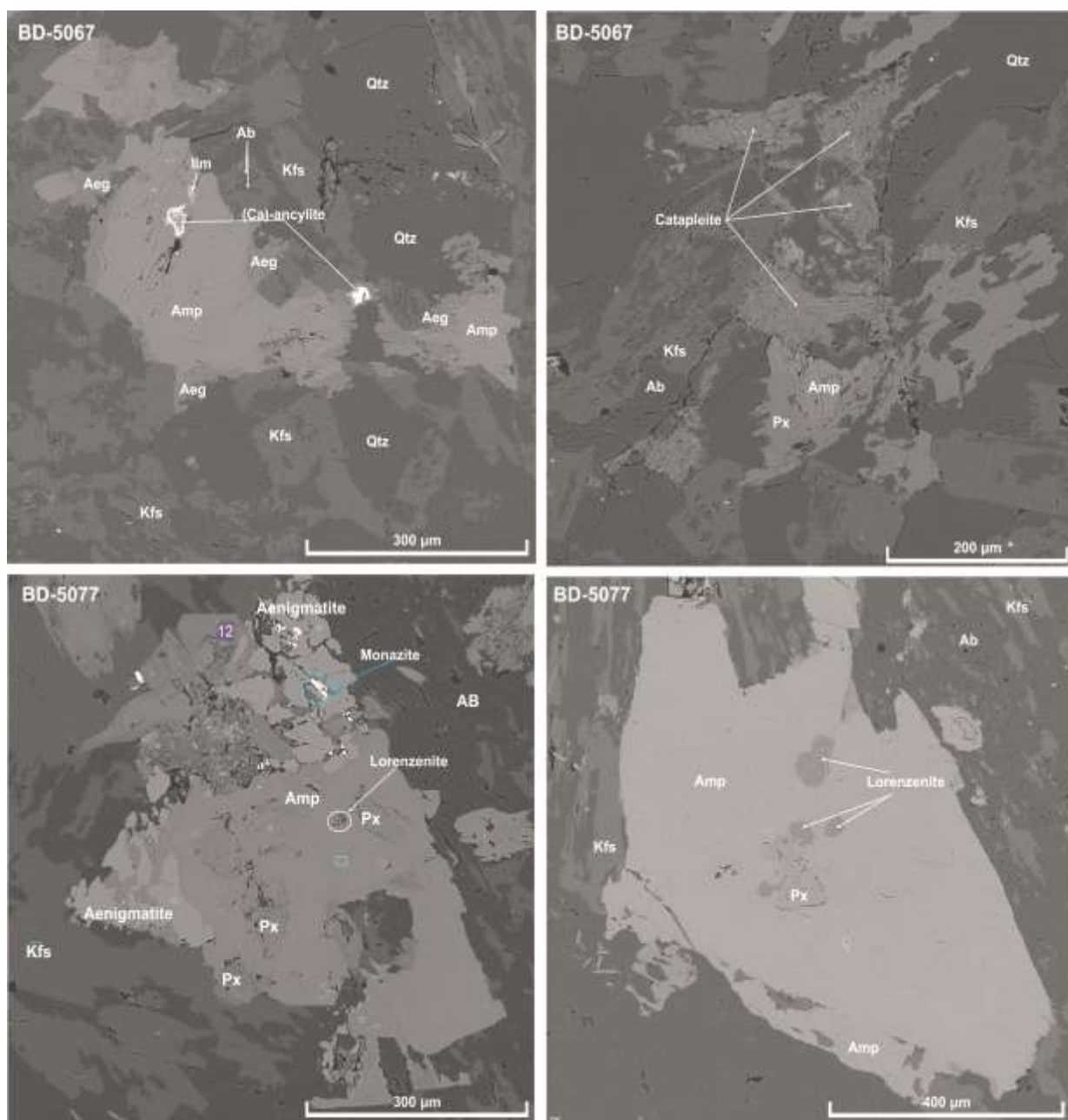


Рис. 2 Представительные сростки минералов из пантеллеритов и пантеллеритовых трахитов Цагаан-уульского дайкового пояса.

Изображение в обратно рассеянных электронах.

Условные обозначения. Сокращения названий минералов: Amp - амфибол, Ab - альбит, Aeg - эгирин, Ilm - ильменит, Kfs - кислый полевой шпат, Px - пироксен, Qtz - кварц. БД-5067 - пантеллерит, БД-5077 - пантеллеритовый трахит

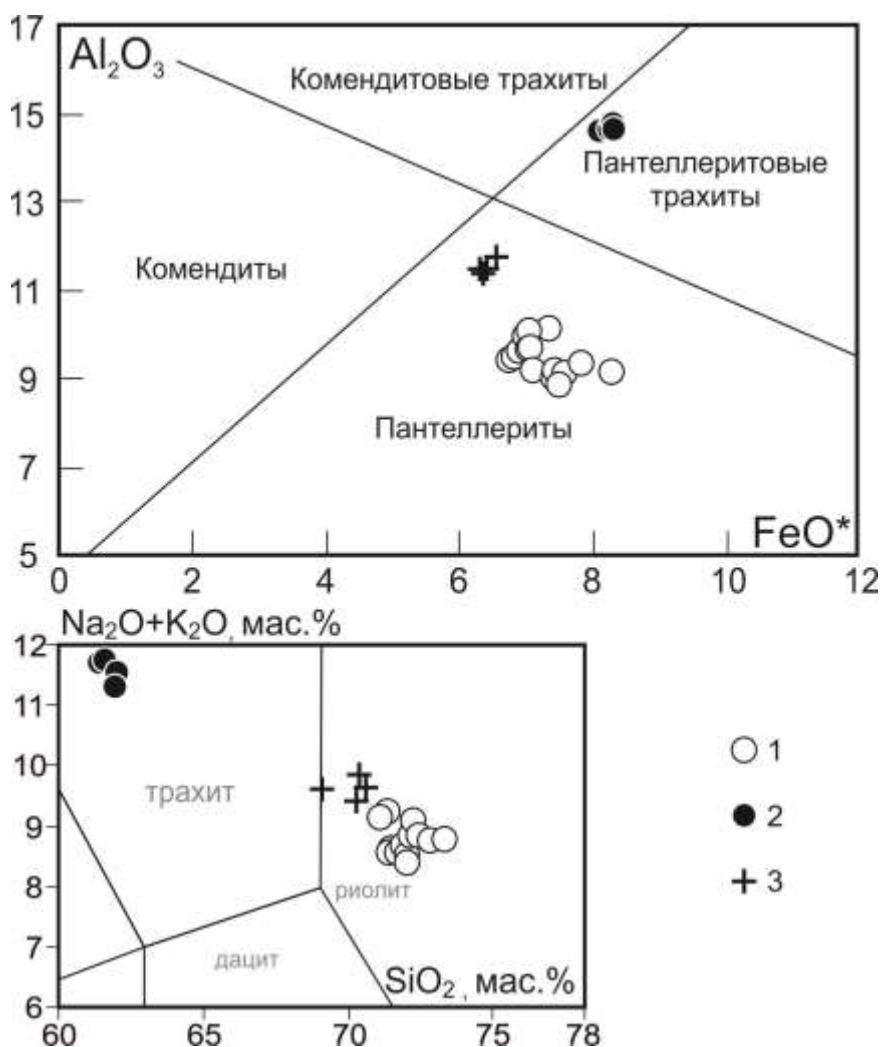


Рис. 3 Классификационные диаграммы для пород Цагаан-уульского дайкового пояса

1 – пантеллериты, 2 – пантеллеритовые трахиты, 3 – пантеллериты с включениями лейкокартового материала.

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ

В сравнении с петротипом пантеллеритовые трахиты Цагаан-уульского дайкового пояса имеют более низкие концентрации Ва, Nb и Та, но обогащены Zr и Hf, что может быть связано с не типичной катаплеитовой минерализацией [8]. В сравнении с породами Южной Монголии хребтов Ноён и Тост отчетливо видно относительное обогащение редкоземельными элементами, Zr и Hf [4]. Важно отметить наличие отрицательной Nb-Ta аномалии, которая может быть следствием участия метасоматизированной мантии в образовании магм. В сравнении с трахитами активной континентальной окраины Камчатки также отмечается обогащение REE и HFSE элементами [5] (рис. 4).

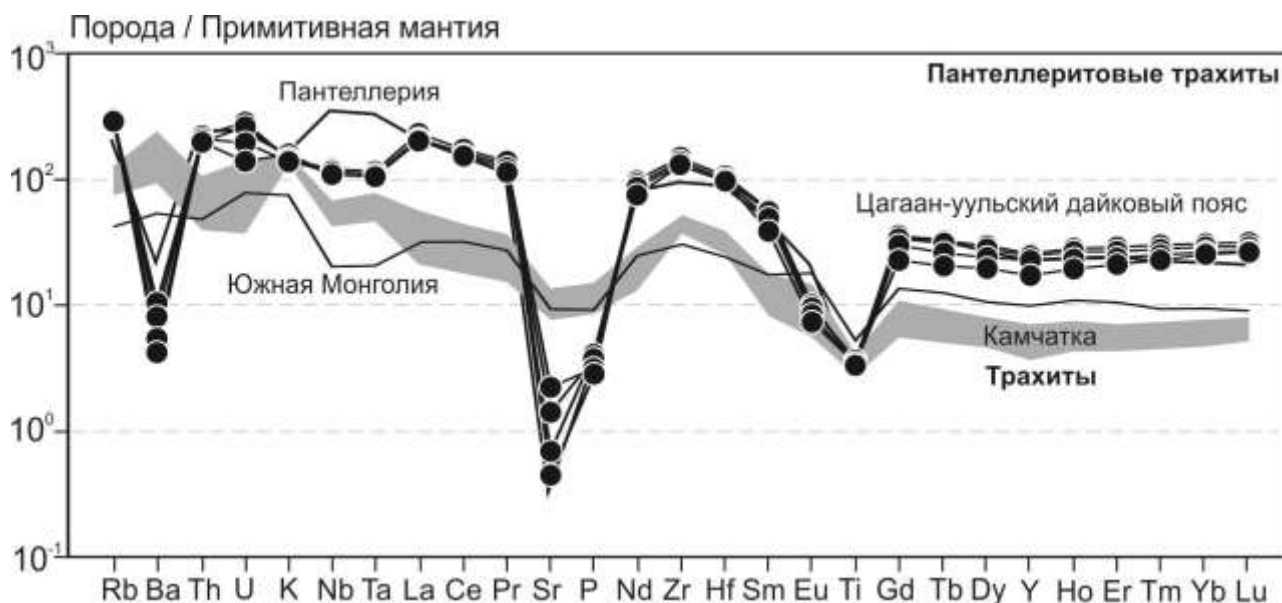


Рис.4 график распределения магматофильных элементов в трахитах

Здесь и далее: Южная Монголия [4], Пантеллерия [8], Камчатка [5]. Содержания редких элементов нормированы на состав примитивной мантии [9].

Пантеллериты наследуют все признаки трахитов Цагаан-уульского дайкового пояса в сравнении с петротипом, пантеллеритами Южной Монголии и Комендитами активной континентальной окраины Камчатки, также относительно обогащены редкоземельными элементами, Zr и Hf, имеют Nb-Ta аномалию и обеднены Ba (рис. 5).

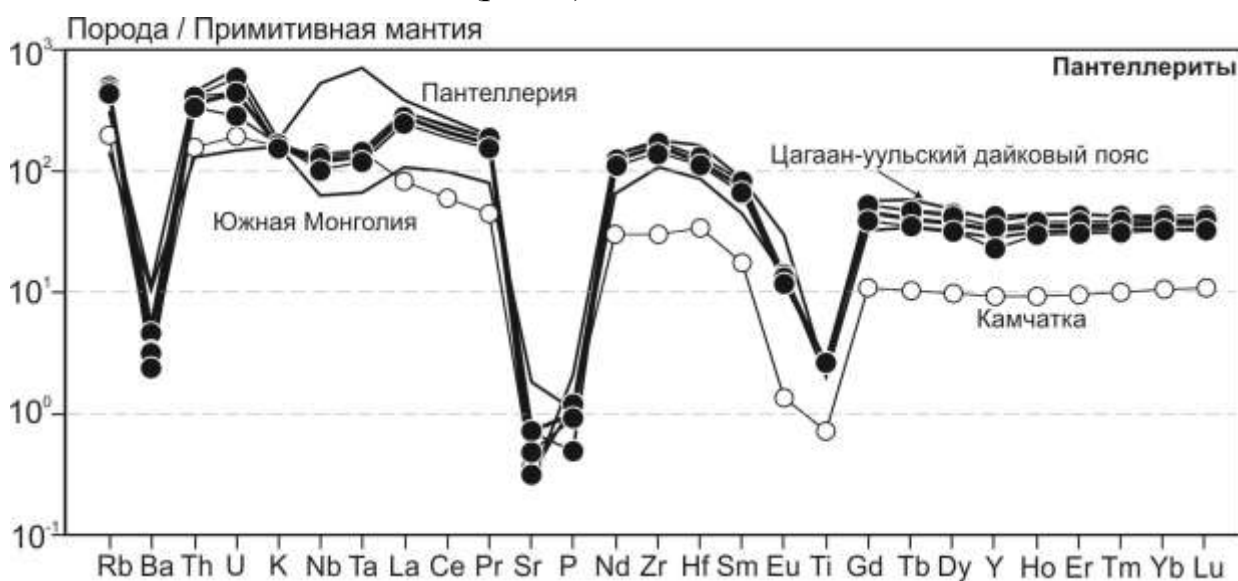


Рис.5 График распределения магматофильных элементов в пантеллеритах

Здесь и далее: Южная Монголия [4], Пантеллерия [8], Камчатка [5]. Содержания редких элементов нормированы на состав примитивной мантии [9].

Таблица 2

Представительные составы пород Цагаан-уульского дайкового пояса

№	ЕМ1902	ЕМ1907	ЕМ1903	ЕМ1001	БД5077	ЕМ1911	ЕМ1003	ЕМ1011	БД5075	БД5066	БД5062
порода	1		2			3					
SiO ₂	45.30	45.37	60.17	61.92	61.56	72.56	71.94	72.09	72.18	72.49	72.85
TiO ₂	2.34	1.89	0.74	0.77	0.71	0.48	0.52	0.53	0.53	0.51	0.53
Al ₂ O ₃	15.37	14.81	14.32	14.68	14.66	9.06	9.50	9.96	9.10	9.08	9.63
Fe ₂ O ₃	12.21	10.90	9.30	9.32	9.32	7.44	7.67	7.85	7.99	8.32	7.75
MnO	0.21	0.17	0.28	0.29	0.28	0.16	0.15	0.16	0.19	0.21	0.19
MgO	4.96	5.39	0.97	0.32	0.36	0.01	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06
CaO	8.10	8.24	1.23	1.47	1.13	0.31	0.50	0.43	0.44	0.46	0.39
Na ₂ O	3.21	2.94	7.22	6.25	6.79	4.30	4.03	4.31	4.51	4.44	4.18
K ₂ O	1.39	1.51	4.93	5.04	4.94	4.43	4.53	4.58	4.43	4.43	4.55
P ₂ O ₅	0.84	0.92	0.10	0.07	0.06	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.04
LOI	4.57	7.02	0.63	0.46	0.48	0.47	0.38	0.36	0.60	0.40	0.31
Сумма	98.68	99.35	100.03	100.58	100.29	99.48	99.30	100.36	100.05	100.40	100.48
Rb	20.9	24.7	202	194	199	303	260	262	292	286	280
Sr	896	1193	21.2	45.9	9.05	9.05	16.4	6.18	9.57	13.5	7.11
Y	34.3	34.8	123	113	117	129	126	98.5	147	139	129
Zr	232	256	1764	1509	1525	1311	1529	1490	1801	1596	1772
Nb	16.0	17.5	83.1	82.1	84.6	77.0	71.9	68.5	85.2	70.0	79.0
Cs	4.24	2.24	3.10	3.63	4.25	1.29	1.98	1.86	2.99	1.80	1.18
Ba	625	867	17.4	73.4	28.8	15.5	20.5	15.7	21.6	24.7	27.2
La	33.5	46.0	158	148	162	181	165	160	202	153	189
Ce	75.4	96.5	322	302	320	383	329	320	402	305	370
Pr	9.79	12.6	38.0	35.4	38.1	41.5	39.5	39.5	48.6	36.9	45.3
Nd	41.0	49.5	133	121	132	145	138	138	171	132	160
Sm	8.59	9.99	25.6	23.9	25.0	27.1	27.2	26.5	33.7	25.8	31.0
Eu	2.57	2.76	1.72	1.56	1.68	2.12	1.91	1.80	2.16	1.58	2.19
Gd	7.59	8.12	21.2	19.5	21.0	22.1	22.5	21.0	28.7	22.7	25.6
Tb	1.11	1.14	3.47	3.29	3.43	3.58	3.66	3.50	4.62	3.76	4.22
Dy	6.42	6.44	21.0	20.4	21.6	21.9	22.9	21.8	28.2	23.8	25.8
Ho	1.22	1.22	4.39	4.26	4.51	4.59	4.69	4.43	5.72	5.04	5.34
Er	3.31	3.30	12.9	12.5	13.6	13.8	13.7	13.3	16.7	15.1	15.5
Tm	0.46	0.46	1.97	2.01	2.16	2.20	2.14	2.11	2.65	2.31	2.43
Yb	2.80	2.77	13.5	13.5	14.4	14.8	14.4	14.3	17.6	15.5	16.4
Lu	0.42	0.42	2.14	2.09	2.22	2.23	2.25	2.19	2.71	2.46	2.48
Hf	4.48	5.05	31.9	30.5	32.6	25.1	30.6	31.5	37.5	33.7	36.8
Ta	0.88	0.86	4.30	4.30	4.60	4.52	4.31	4.37	5.38	4.34	5.07
Pb	7.02	8.35	47.5	46.6	49.8	36.9	47.5	51.3	63.0	58.5	61.0
Th	1.11	1.55	19.1	18.0	19.2	32.2	26.9	26.7	32.3	24.2	25.5
U	0.44	0.57	5.33	4.25	6.24	9.08	7.66	5.69	8.88	8.87	7.14

1 – базальты, 2 - трахиты, 3 – пантеллериты. Все железо дано в виде Fe₂O₃

Исследование проведено при финансовой поддержке РФФИ, гранты № 18-35-00294 мол-а, 18-55-91049 монг_оми.

ЛИТЕРАТУРА.

1. **Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Саватенков В.М.** Трахиты, комендиты и пантеллериты позднепалеозойской рифтогенной бимодальной ассоциации хребтов Ноён и Тост Южной Монголии: особенности дифференциации и контаминации щелочно-салических расплавов // *Петрология*. 2007. Т. 15, № 3. С. 257–282.
2. **Флеров Г.Б. и др.** Пространственно-Временные Соотношения Вулканических Ассоциаций Разной Щелочности Белоголовского Массива (Срединный Хребет Камчатки). Часть II. Геохимия Вулканических Пород И Источники Магм // *Вулканология И Сейсмология*. 2016. № 4. С. 3–26.
3. **Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М.** Позднепалеозойский–Раннемезозойский Внутриплитный Магматизм Северной Азии: Траппы, Рифты, Батолиты-Гиганты И Геодинамика Их Формирования // *Петрология*. 2013. Т. 21, № 2. С. 115–142.
4. **Macdonald R. и др.** Mineral stability in peralkaline silicic rocks: Information from trachytes of the Menengai volcano, Kenya // *Lithos. Elsevier B.V.*, 2011. Т. 125, № 1–2. С. 553–568.
5. **Macdonald R., Scaillet B.** The central Kenya peralkaline province: Insights into the evolution of peralkaline salic magmas // *Lithos*. 2006. Т. 91, № 1–4. С. 59–73.
6. **Scaillet B.** Experimental Constraints on the Relationships between Peralkaline Rhyolites of the Kenya Rift Valley // *J. Petrol.* 2003. Т. 44, № 10. С. 1867–1894.
7. **Stabile P. и др.** Viscosity of pantelleritic and alkali-silicate melts: Effect of Fe redox state and Na/(Na + K) ratio // *Chem. Geol. Elsevier B.V.*, 2016. Т. 442. С. 73–82.
8. **Sun S. -s., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 1989. Т. 42, № 1. С. 313–345.
9. **White J.C., Parker D.F., Ren M.** The origin of trachyte and pantellerite from Pantelleria, Italy: Insights from major element, trace element, and thermodynamic modelling // *J. Volcanol. Geotherm. Res. Elsevier B.V.*, 2009. Т. 179, № 1–2. С. 33–55.

Механизмы концентрирования редких элементов в комендитовых расплавах раннемезозойской бимодальной ассоциации Сант (Центральная Монголия)

Андреева И.А., Борисовский С.Е., Ярмолук В.В.

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН 119017 Москва, Старомонетный пер., 35;
E-mail: andreeva@igem.ru*

Абстракт. На основе метода исследования расплавных включений с использованием электронного и ионного микроанализа изучены условия образования, состав и эволюция расплавов, участвующих в формировании комендитов бимодальной ассоциации вулканитов проявления Сант (Центральная Монголия), а также выявлены механизмы их формирования. Первичные расплавные включения и сосуществующие с ними кристаллические включения изучены в кварце трех образцов комендитов. Среди кристаллических включений обнаружены санидин, циркон и чевкинит. Кристаллизация вкрапленников комендитов осуществлялась в температурном интервале 880-960°C. Стекла гомогенных расплавных включений отвечают составам трахидацитов и риолитов. Они характеризуются высокими концентрациями Zr, Nb, Rb, Y, Th и редкоземельных элементов. Анализ состава стекол гомогенизированных расплавных включений во вкрапленниках щелочно-салических пород бимодальной ассоциации Сант позволил выявить магматические процессы, ответственные за образование комендитовых расплавов и приводящие к накоплению в последних редких и редкоземельных элементов. Доминирующая роль среди них принадлежит процессу кристаллизационной дифференциации магмы, сопровождающейся процессом жидкостной несмесимости с участием фторидных расплавов.

Mechanisms of rare element concentration in comendite melts of the early-Mesozoic bimodal association Sant (Central Mongolia)

Andreeva I.A., Borisovsky S.E., Yarmolyuk V.V.

*Institute of ore deposits geology, petrography,
mineralogy and geoghemistry RAS 119017, Moscow, Staromonetnyy
pereulok, 35; e-mail: andreeva@igem.ru*

Abstract On the ground of melt inclusions research method using electronic and ionic microanalysis, occurrence, composition and melt evolution were explored. These melts are engaged in forming of comendites of a bimodal association of

volcanites of the Sant occurrence (Central Mongolia), and also mechanisms of their genesis were identified.

Primary melt inclusions and coexisting with them crystal inclusions were studied in quartz of three samples of comendites. Sanidine, zircon and chevkinite were found among crystal inclusions. Comendite phenocrysts crystallization occurred within a temperature range of 880-960°C. Glasses of homogenous melt inclusions meet compositions of trachydacites and rhyolites. They are characterized by high concentrations of Zr, Nb, Rb, Y, Th and REE. Analyze of composition of glasses of homogenized melt inclusions in phenocrysts from alkaline-salic rocks of the Sant bimodal association revealed magmatic processes, which are responsible for comendite melts origination and resulting to accumulation of rare and rare earth elements in the last mentioned. The dominant role among them belongs to a magma crystallization differentiation process, accompanied by a liquid immiscibility process with the involvement of fluoride melts.

Проблема формирования щелочных гранитов с редкометальной минерализацией одна из приоритетных проблем современной петрологии и геохимии. Решение этой проблемы связано с целым комплексом исследований, направленных на выявление состава и источников магм редкометальных пород, а также тех природных процессов, которые приводят к концентрированию рудного вещества. В настоящее время существуют различные точки зрения, касающиеся оценки роли процессов, определяющих накопление полезных компонентов в щелочно-гранитных системах. Одна из них предполагает концентрирование редких элементов непосредственно в ходе эволюции магматических расплавов (Коваленко, 1977; Schmitt et al., 2002) другие – за счет привлечения дополнительного источника в виде корового вещества, например, частичного плавления щелочных базитов в нижних частях континентальной коры (Trua et al., 2002) Проверка этих моделей может быть выполнена на примере дифференцированных по составу магматических серий, породы которых, в одном случае, должны демонстрировать накопление редких элементов по мере возрастания степени дифференцированности пород и, в другом, быть индифферентными в отношении распределения таких элементов. Наиболее эффективными для этих целей являются бимодальные ассоциации, объединяющие наиболее «длинную» в эволюционном смысле серию магматических пород: от базальтов до комендитов и пантеллеритов, и заканчивая щелочными и редкометальными гранитами.

В предлагаемой работе приведены первые данные об условиях образования и составе магм комендитов бимодальной ассоциации Сант в Центральной Монголии, а также рассматриваются магматические процессы, отвечающие за накопление в них редких элементов.

В пределах Монголо-Забайкальской зональной магматической области развиты вулканические и плутонические породы повышенной щелочности, включающие трахибазальты, комендиты, щелочные и литий-фтористые

граниты. Эти породы слагают вулcano-плутонические комплексы, входящие в состав Западно-Забайкальской, Хархоринской и Северо-Гобийской рифтовых зон (рис. 1). Их выходы связаны с отдельными вулканическими полями, площадь которых не превышает первых сотен км² (Ярмолюк и др., 2017). Исследуемая вулканическая бимодальная ассоциация развита в районе сомона Сант Хархоринской рифтовой зоны. Ею сложено вулканическое поле площадью 20x12 км, расположенное непосредственно к востоку от сомона. Породы бимодальной серии представлены базальтоидами, трахидацитами, комендитами и пантеллеритами, мощность вулканической толщи составляет более 2400 м. В составе комплекса участвуют также щелочные гранит-порфиры. По данным U-Pb изотопных исследований цирконов возраст массива составляет 206±1 млн. лет. Щелочно-салические породы по минеральному и химическому составу отвечают кислым породам щелочного ряда калиево-натровой серии с коэффициентом агпаитности (Ка) близким или >1, с повышенным содержанием циркония, рубидия и РЗЭ. Согласно классификации Мак Дональда 1974 года, разделяющей щелочные риолиты на комендиты и пантеллериты по соотношению Al₂O₃ и суммарного железа, составы большинства исследуемых пород располагаются в поле комендитов и лишь незначительное число составов попадает в поле пантеллеритов.

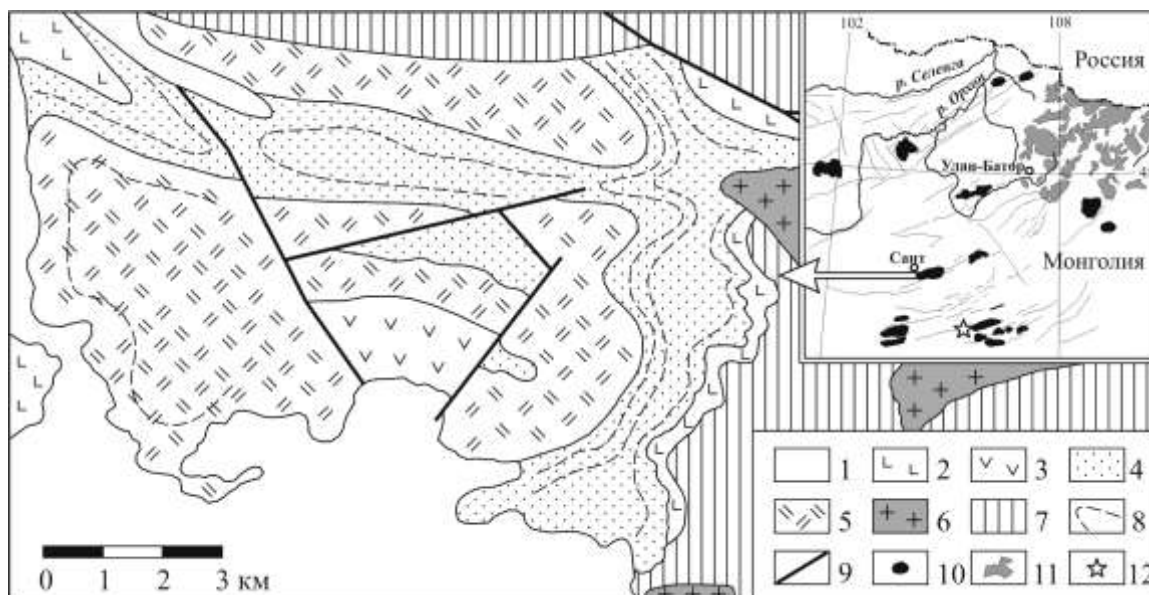


Рис. 1. Схема строения бимодальной раннемезозойской базальт-комендитовой ассоциации Сант (Ярмолюк, Коваленко, 1991).

1 – четвертичные отложения, 2 – 8 – бимодальная ассоциация: 2 – базальты, 3 – трахиты, 4 – трахириолиты и комендиты лавовых потоков и их туфы, 5 – комендиты экструзий, 6 – щелочные граниты, 7 – домезозойский фундамент, 8 – структурные линии, 9 – разломы. На врезке показано местоположение бимодальной ассоциации Сант в строении раннемезозойской магматической провинции Монголии: 10 – базальт – комендитовые ассоциации и щелочные граниты, 11 – граниты Хэнтэйского батолита, 12 – бимодальная ассоциация Дзарта-Худук.

Включения минералообразующих сред изучались во вкрапленниках трех образцов комендитов (СНТ-2/13, СНТ-2/9, СНТ-2/8), отобранных в разных частях разреза вулканической толщи. Их химические составы приведены в табл. 1. В петрографическом отношении комендиты представляют собой порфиновые породы, содержащие до 20% вкрапленников калиево-натрового полевого шпата, кварца и эгирина.

и в расплавных включениях в кварце комендитов проявления Сант.

Таблица.1

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	74,72	75,18	73,47	77,95	70,46	70,37	70,24	68,17	69,80	69,49	71,56	72,66	71,68
TiO ₂	0,22	0,24	0,31	0,22	0,13	0,19	0,14	0,21	0,19	0,14	0,17	0,22	0,16
Al ₂ O ₃	11,66	11,97	12,80	10,15	11,98	11,75	12,96	12,86	12,88	13,49	11,47	11,97	11,92
FeO	2,84	2,24	2,42	2,66	2,29	2,34	2,29	3,62	2,96	2,67	3,96	3,55	3,79
MnO	0,02	0,02	0,05	0,02	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,02	0,05	0,00	0,01
MgO	0,05	0,06	0,10	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
CaO	0,34	0,05	0,11	0,12	0,15	0,17	0,15	0,17	0,18	0,16	0,16	0,20	0,17
Na ₂ O	3,48	4,02	4,13	2,82	5,01	4,93	5,44	6,25	6,37	5,51	5,15	4,79	4,70
K ₂ O	5,02	4,98	5,19	4,6	4,86	4,95	5,22	5,51	5,23	5,61	5,90	5,89	5,93
P ₂ O ₅	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
П.п.п.	1,24	0,70	0,87	0,83	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	1,05	1,00	1,09	0,76	0,80	0,76	0,05	0,11	0,13
Cl	-	-	-	-	0,16	0,16	0,17	0,26	0,22	0,20	0,20	0,18	0,17
SO ₃	-	-	-	-	0,01	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00
Сумма	98,37	99,48	99,47	99,49	96,11	95,89	97,77	97,86	98,65	98,06	98,69	99,61	98,66
H ₂ O	-	-	-	-	2,22	2,16	2,44	0,76	0,80	-	0,34	0,20	0,17
Ка	0,96	1,00	0,97	0,95	1,17	1,25	1,13	1,14	1,25	1,12	1,3	1,19	1,19
Li	15,9	-	-	-	353	320	705	510	406	402	68,7	47,0	53,5
Be	5,7	-	-	-	18,6	17,0	19,2	30,6	24,6	17,9	28,0	24,0	23,1
B	-	-	-	-	36,0	37,6	41,7	56,9	51,7	33,2	44,2	39,6	39,1
V	2,1	4,4	5,4	5,6	6,7	5,8	6,2	8,6	8,7	8,5	7,6	6,9	5,6
Rb	151	152	138	137	321	356	309	525	431	445	426	415	448
Sr	20,8	7,9	18,8	15,2	0,5	0,5	0,6	1,7	1,1	0,8	0,6	0,8	1,0
Y	77,2	72,4	26,4	45,6	172	167	177	348	291	230	266	251	258
Zr	678	726	755	539	1777	1827	1878	3201	2691	2274	2125	2057	2074
Nb	39,4	37,9	37,7	28,7	104	107	119	187	171	144	128	122	132
Ba	73,6	49,0	118	97,9	1,2	1,1	1,6	15,5	2,5	2,8	1,7	2,4	63,2
La	76,8	36,3	33,5	61,6	61,7	61,1	59,7	120	96,6	72,4	89,4	82,9	86,7
Ce	141	84,0	73,8	126	159	163	159	306	233	187	228	237	233
Nd	78,9	42,6	31,4	61,0	79,3	78,5	77,5	160	129	101	120	111	117
Sm	15,9	9,39	5,35	11,7	22,7	22,6	22,1	47,8	35,9	31,0	36,4	35,6	33,9
Eu	0,5	0,39	0,47	0,55	0,3	0,2	0,4	0,5	0,1	0,5	0,5	0,5	0,6
Gd	14,8	9,93	4,77	10,2	32,0	28,3	27,3	52,3	38,6	39,6	41,5	38,7	47,4
Dy	14,0	12,1	4,83	8,47	29,3	29,4	29,0	59,3	46,0	42,1	44,2	42,2	45,0
Er	8,7	7,8	3,47	5,4	17,5	20,7	16,0	43,7	35,3	28,7	32,4	31,9	27,8
Yb	7,6	6,95	4,04	5,21	16,2	20,9	16,6	42,8	37,8	26,7	33,7	30,9	25,2
Hf	24,2	15,2	15,4	10,0	44,2	47,2	48,0	86,6	67,8	61,1	55,1	53,3	54,5
Ta	2,2	2,46	2,23	1,9	8,7	9,3	9,3	16,9	13,1	11,6	12,1	10,8	10,8
Pb	28,2	13,1	16,7	22	40,1	55,3	34,3	108	75,7	72,1	92,0	77,2	68,1
Th	12,8	12,8	11,3	9,27	32,9	39,1	38,6	69,2	62,7	50,1	46,6	44,4	45,2
U	3,7	3,18	1,81	2,08	10,9	12,1	12,9	22,2	20,5	15,4	13,9	14,3	13,7
ΣTR	358	209	162	290	418	425	408	832	652	529	626	611	617

Примечание: FeO - железо общее. 1- 4 – комендит: 1- обр. СНТ-1/11, 2- обр. СНТ-2/13, 3- обр. СНТ-2/9, 4- обр. СНТ-8. 5-13 – стекла гомогенизированных расплавных включений: 5-7 – в кварце обр. СНТ-2/13, 8-10 - в кварце обр. СНТ-2/9, 11-13 - в кварце обр. СНТ-2/8. Ка – коэффициент агпаитности. Прочерк- содержания не поределались.

Микрофельзитовая основная масса сложена мельчайшими микролитами калиево-натрового полевого шпата, кварца, щелочного амфибола, эгирина, титано-магнетита и ильмента. Акцессорные минералы представлены цирконом и монацитом.

Первичные расплавные и сосуществующие с ними кристаллические включения были установлены в кварце комендитов.

Химические составы кристаллических включений, минеральных фаз в Содержания петрогенных (мас. %), летучих (мас. %) и редких (ppm) элементов в породах расплавных включениях, а также остаточных и гомогенных стекол расплавных включений изучались на электронном микроанализаторе JXA-8200 (Япония) (петрогенные компоненты, F, Cl, S) при следующих условиях: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 10 нА для стекол расплавных включений и ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 20 нА для минеральных фаз. Диаметр зонда для стекол расплавных включений составлял 6, 8, 12, 16 мкм (учитывались потери содержания Na₂O в зависимости от диаметра электронного пучка), для дочерних минеральных фаз во включениях и кристаллических включениях – 1 мкм. Содержания элементов-примесей и H₂O в стеклах расплавных включений определялись методом вторично-ионной масс-спектрометрии С.Г. Симакиным на микроанализаторе Cameca IMS - 3F в филиале ФТИАН (г. Ярославль) по методике (Соболев, 1996).

Среди кристаллических включений в кварце комендитов установлены санидин, циркон и диортосиликат редких земель – чевкинит. Циркон характеризуется повышенными концентрациями HfO₂ – до 0.7 мас. %. В составе чевкинита, помимо петрогенных компонентов, определено 19.8 мас. % Ce₂O₃, 10.5 мас. % La₂O₃, 7.2 мас. % Sm₂O₃, 2.2 мас. Pr₂O₃, 0.7 мас. % Sm₂O₃, 0.46 мас. % ZrO₂ 0.26 мас. % Y₂O₃ и 0.5 мас. % F. Известно, что как акцессорный минерал, чевкинит распространён, главным образом, в сиенитах и щелочных гранитах и значительно реже встречается в вулканических породах (Перетяжко и др., 2015; Macdonald et al., 2009). Кристаллические включения чевкинита близкого состава были обнаружены нами ранее в кварце комендитов бимодальной ассоциации Дзарта-Худук (Центральная Монголия) (Андреева и др., 2007).

Первичные расплавные включения располагаются азонально в минерале-хозяине, имеют форму отрицательного кристалла и размеры - от 30 до 90 мкм (рис. 2).

По фазовому составу среди них выделяются две группы: (1) двухфазовые включения, содержащие стекло и газовый пузырек (обр. СНТ-2/8) и (2) многофазовые включения, состоящие из стекла, газового пузырька и дочерних минералов (обр. СНТ-2/13 и СНТ-2/9). В качестве дочерних фаз во включениях второго типа установлены слюда, флюорит и виллиомит. Особенности химического состава слюды позволяет отнести ее к

полилитию. В нем содержится 59.7 мас. % SiO_2 , 11.2 мас. % Al_2O_3 , 5 мас. % FeO , 11.3 мас. % K_2O , 10 мас. % F. Дефицит в сумме компонентов с учетом пересчета на фтор составляет 5.7 мас. %, что позволяет предполагать в слюде значительные содержания Li_2O .

Стекла не гретых расплавных включений всех изученных образцов характеризуются высокими концентрациями Na_2O и K_2O , в сумме достигающими 10 - 13 мас. %. Содержания SiO_2 варьируют в диапазоне 66-73 мас. %, Al_2O_3 - 11.5-14.6 мас. %. При этом обращают на себя внимание различные концентрации в них F. Так, для стекол расплавных включений из обр. СНТ-2/13 и СНТ-2/9 они составляют 0.76 – 1.05 мас. %, а в стеклах расплавных включений из обр. СНТ-2/8 – не превышают 0.13 мас. %.

Термометрические опыты с расплавными включениями в кварце комендитов образца СНТ-2/13 и СНТ-2/9 показали, что их гомогенизация осуществлялась в температурном интервале 880-960°C. Полной гомогенизации расплавных включений из образца СНТ-2/8 достигнуто не было, газовый пузырек в них сохранялся вплоть до температуры 1200°C.

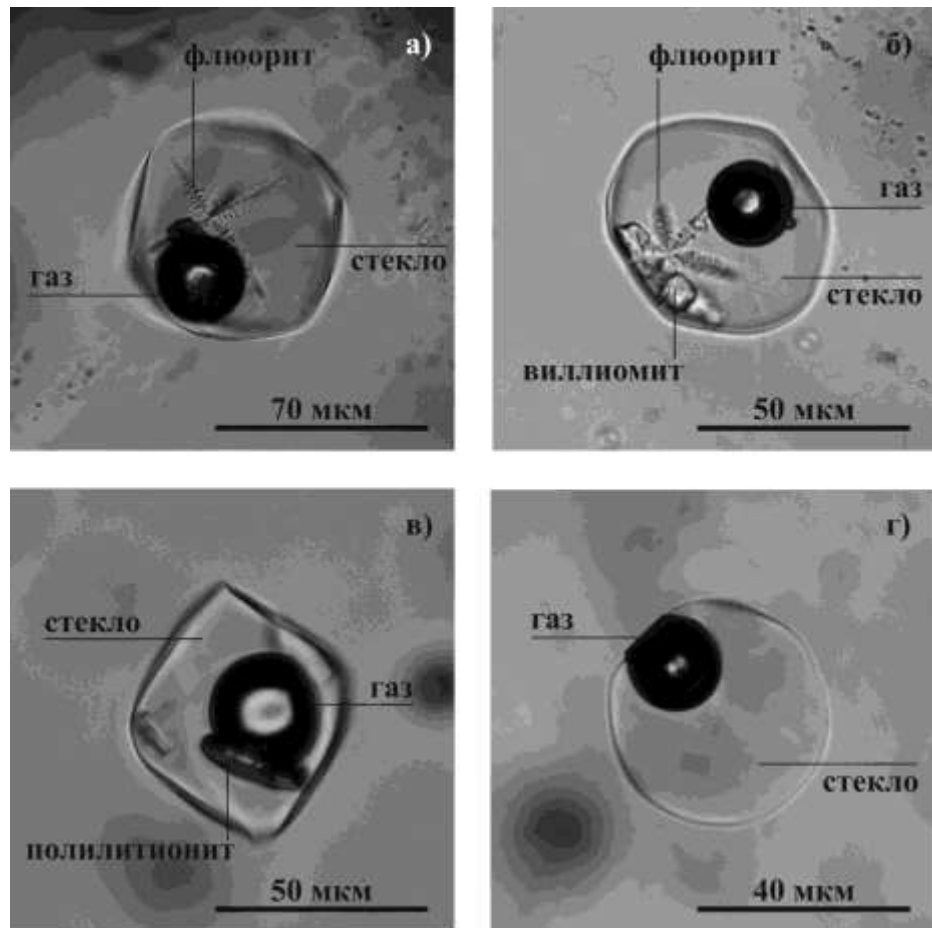


Рис. 2. Расплавные включения в кварце комендитов при комнатной температуре: а, б – из обр. СНТ-2/13, в – из обр. СНТ-2/9, г – из обр. СНТ-2/8. Проходящий свет, без анализатора.

включений позволили оценить состав расплава, участвующего в формировании комендитов. По соотношению SiO_2 и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ стекла гомогенизированных расплавных включений в кварце всех изученных образцов отвечают составам трахидацитов и риолитов и содержат (в мас. %): SiO_2 – 68-73, Al_2O_3 – 11.7-13.5, FeO – 2.3-4.8, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – 10 – 13. Коэффициент агпаитности колеблется в интервале 1 – 1.3. Исследование редкоэлементного состава стекол расплавных включений в кварце всех изученных образцов показало, что они имеют идентичный характер распределения элементов-примесей (рис. 3) и обогащены относительно хондрита большинством редких и редкоземельных элементов, с некоторым преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 1.8 - 2.6$). Концентрации Zr колеблются в интервале 1780 - 3200 ppm, Rb - 309 - 525 ppm, Nb - 104 - 187 ppm), Y - 167 - 348 ppm), Th - 33 - 69 70 ppm), Ce - (159 - 306 ppm). Содержания РЗЭ в сумме составляют от 408 до 830 ppm. Вместе с тем, стекла расплавных включений резко обеднены Ba, Sr и Eu, что вероятно является следствием ранней кристаллизации полевых шпатов из расплава. Сопоставление валового состава пород (табл.) с составом стекол гомогенизированных расплавных включений показывает, что последние характеризуются повышенными содержаниями большинства редких и редкоземельных элементов.

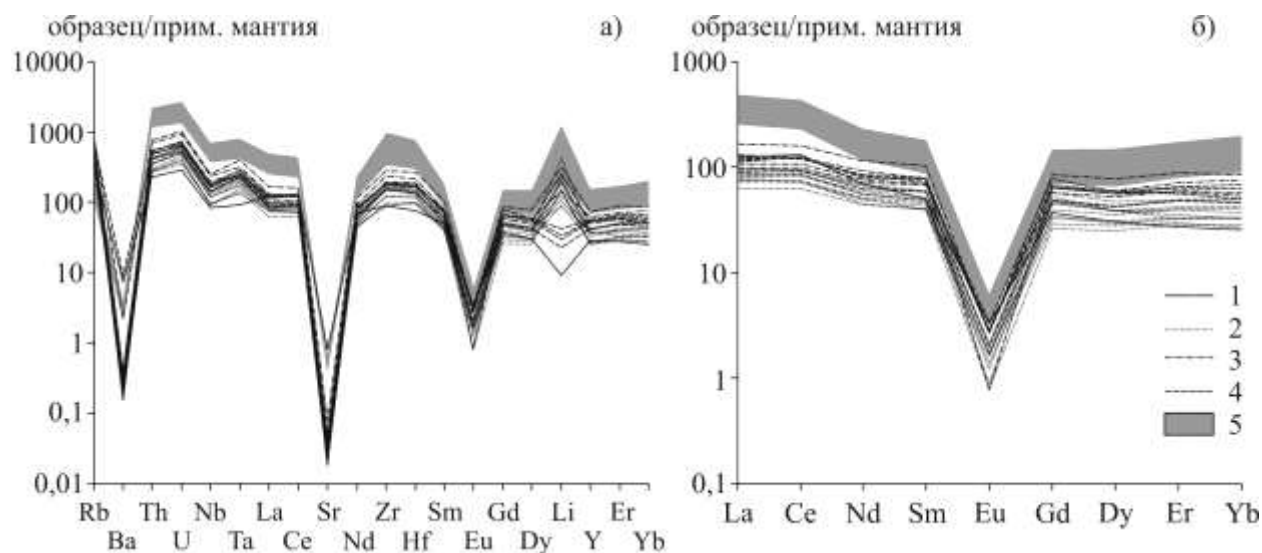


Рис. 3. Спектры распределения содержаний редких и редкоземельных элементов в комендите (1) и гомогенных стеклах расплавных включений в кварце комендитов массива Сант (2-4) и пантеллеритов массива Дзарга-Худук (5). Нормирование относительно примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989).

Отдельно следует рассмотреть поведение Li и летучих компонентов (F и H_2O) в изученных расплавах. Максимальные концентрации Li определены в стеклах расплавных включений из вкрапленников комендитов обр. СНТ-2/13 и СНТ-2/9, где они достигают 500-700 ppm. В то же время, уровень содержания Li в стеклах расплавных включений в кварце комендитов обр.

СНТ-2/8 существенно ниже и не превышает 47 – 69 ppm. Также незначительные концентрации Li характерны и для пород (16 - 28 ppm), что на спайдердиаграммах фиксируется наличием отчетливо проявленного минимума (рис. 3). Аналогичная тенденция прослеживается для F и H₂O. В стеклах расплавных включений в кварце комендитов из обр. СНТ-2/13 и СНТ-2/9 концентрации F составляют 0.8 - 1.1 мас. %, H₂O – 0.8 – 2.2 мас. %, тогда как в стеклах включений из обр. СНТ-2/8 – не более 0.13 мас. % и 0.3 соответственно.

Закономерности поведения редких и редкоземельных элементов в ходе эволюции расплава хорошо иллюстрируются на графиках их взаимных корреляций. На рис. 4 показаны зависимости в распределении различных несовместимых элементов в стеклах гомогенизированных расплавных включений и породах бимодальной ассоциации Сант, включая их базитовые разновидности. В качестве индекса дифференциации был использован Nb, коэффициент распределения которого между расплавом и кристаллом близок к нулю. На диаграммах наблюдается четкая прямая корреляция между содержаниями Nb и Zr, Nb и Hf во всем диапазоне составов расплавов и пород. Подобные зависимости с Nb сохраняются и для других редких

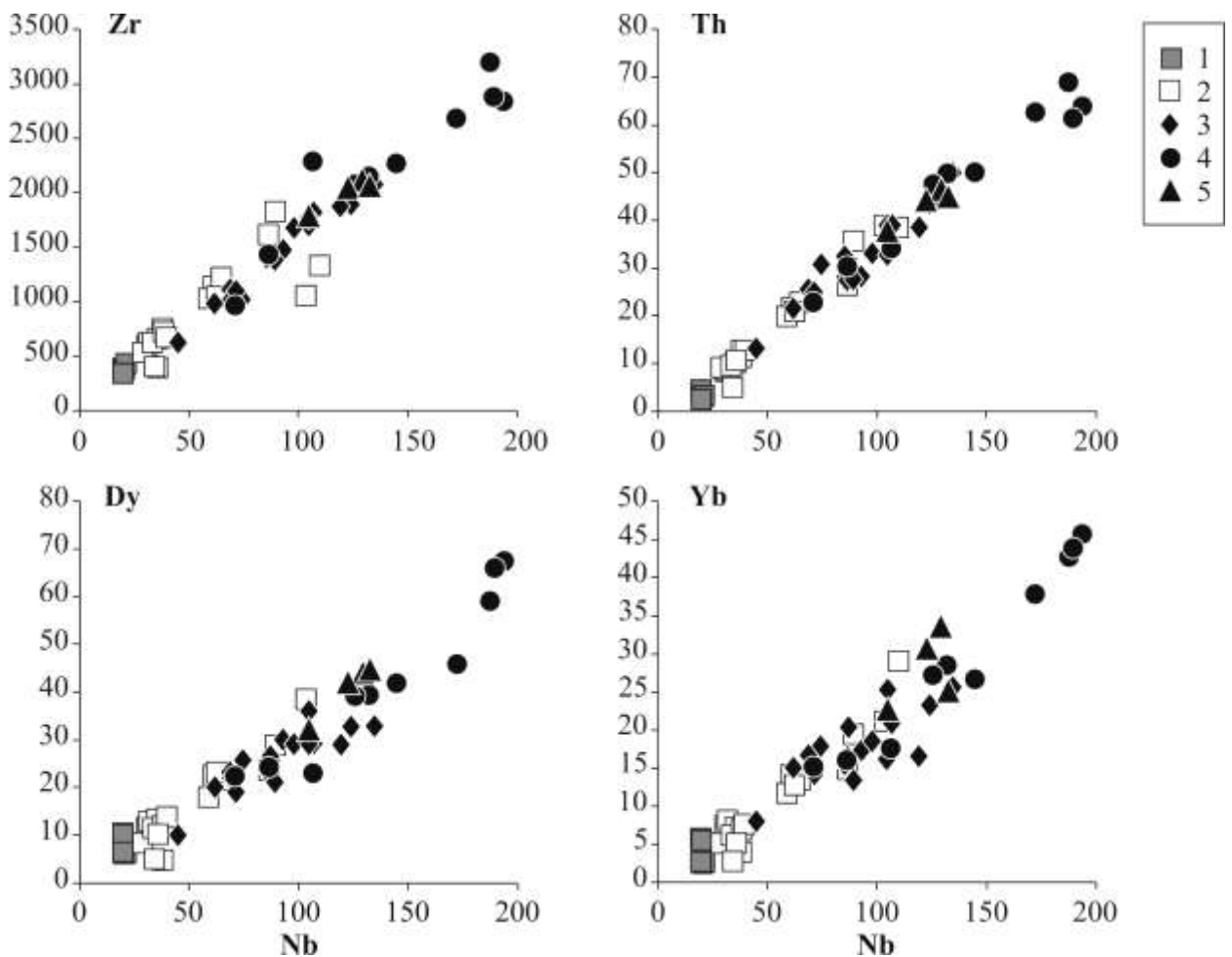


Рис. 4. Вариации содержаний (в ppm) редких элементов относительно Nb в породах (1, 2) и стеклах расплавных включений в кварце комендитов (3 - 5) массива Сант. 1- базальты, 2 – риолиты, 3- 5 - стекла гомогенизированных расплавных включений в кварце комендитов: 3 – обр. СНТ-2/13, 4 - обр. СНТ-2/9, 5 - обр. СНТ-2/8.

элементов, в частности, Rb, Ta, Th, U, Hf, Y, Be и V. Концентрации редкоземельных элементов также хорошо коррелируют (положительная корреляция) с содержаниями Nb, как в расплавах, так и породах. В то же время, необходимо отметить, что это касается, в первую очередь, средних и тяжелых редкоземельных элементов, и, значительно в меньшей степени, легких РЗЭ. Эта особенность, по-видимому, связана с кристаллизацией редкоземельных минералов в процессе эволюции комендитовой магмы, что фиксируется обнаружением в числе акцессорных минералов и кристаллических включений монацита и чевкинита.

Таким образом, наличие единых трендов между расплавами и породами разного состава, дает нам основание считать, что базитовые и кислые члены бимодальной ассоциации Сант генетически связаны между собой, а за накопление многих редких и редкоземельных элементов в щелочно-салических расплавах ответственен процесс кристаллизационной дифференциации магмы.

Как уже отмечалось выше, стекла гомогенизированных расплавных включений во вкрапленниках комендитов двух изученных образцов (обр. СНТ-13 и СНТ-9) содержат высокие концентрации Li и F. Обогащенные этими элементами расплавы были установлены нами ранее при исследовании расплавных включений в минералах трахидацитов и пантеллеритов бимодальной ассоциации Дзарта-Худук в Монголии (Андреева и др., 2007; Андреева, Коваленко, 2011). Подчеркнем также, что обе магматические ассоциации Дзарта-Худук и Сант развиты в пределах Монголо-Забайкальского раннемезозойского зонального магматического ареала, имеют близкий возраст (210 и 208 млн. лет соответственно) (Ярмолюк и др., 2017) и характеризуются аналогичной спецификой состава слагающих их пород. На спайдердиаграммах (рис. 3) наблюдается отчетливое сходство в характере распределения редких и редкоземельных элементов в стеклах расплавных включений из вкрапленников щелочно-салических пород обеих ассоциаций, одной из главных особенностей которых является наличие Li максимума. Чрезвычайно важным фактом изучения расплавных включений во вкрапленниках пантеллеритов Дзарта-Худукского комплекса стало обнаружение наряду с силикатными расплавами обогащенных Li фторидных расплавов. Это позволило доказать принципиальную возможность возникновения солевых расплавов, в значительной степени экстрагирующих Li, на заключительных стадиях дифференциации щелочных магм. Такие солевые расплавы могут впоследствии отделяться от силикатной магмы и являться источником редкометальной минерализации. Свидетельства сосуществования фторидного расплава с кислым силикатным расплавом

были получены экспериментально (Граменицкий и др., 2005; Veksler et. al., 2005), а также на основе данных изучения расплавных включений (Соловова и др., 2010; Vasyukova., Williams-Jones, 2014).

Как следует из рис. 3, составы стекол расплавных включений в кварце комендитов обр. СНТ-8 не подчиняются общей тенденции в отношении Li. Они, также как и составы пород, характеризуются отрицательной литиевой анамалией. Кроме того, в них содержатся самые низкие концентрации F (до 0.2 мас. %) и H₂O (до 0.3 мас. %). Вероятно, что эти расплавы представляют собой остаточные магмы после отделения от них солевой (фторидной) составляющей, а низкие содержания Li и летучих компонентов (F и H₂O) является следствием их перераспределения в солевой расплав.

Таким образом, выявленные общие закономерности эволюции расплавов массивов Сант и Дзарата-Худук Монголо-Забайкальского зонального магматического ареала, близость возраста и состава пород последних, позволяют предположить сходный для них механизм формирования, связанный с доминирующей ролью процесса кристаллизационной дифференциации магмы. Высокий потенциал щелочей, а также летучих компонентов (F и H₂O) в расплавах способствовали значительному концентрированию в них многих редких элементов. На поздних стадиях эволюции комендитовых и пантеллеритовых магм происходило отделение солевого фторидного расплава с экстракцией значительных содержаний Li.

Полученные в ходе проведенных исследований данные позволяют оценить рудогенерирующий потенциал магматических расплавов на разных этапах эволюции, а также роль процессов, приводящих к накоплению в них полезных компонентов. Так, Zr, Nb, Rb, Y, Th, РЗЭ концентрируются в остаточных щелочно-салических расплавах, в то время, как солевые фторидные расплавы являются эффективными в отношении Li и, возможно, некоторых других рудных металлов. В целом же, бимодальные магматические ассоциации Монголо-Забайкальской зональной магматической области можно рассматривать в качестве перспективных объектов редкометального оруденения.

Работа выполнена в Лаборатории редкометального магматизма ИГЕМ РАН при финансовой поддержке Программы НИР и Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 17-05-00767).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреева И.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Листратова Е.Н., Кононкова Н.Н. Несмесимость силикатных и солевых (Li, Na, F) расплавов в комендитах проявления Дзарта-Худук (Центральная Монголия): данные изучения расплавных включений // ДАН. 2007. Т. 414. № 4. С. 528-534.
2. Андреева И.А., Коваленко В.И. Эволюция магм трахидацитов и пантеллеритов бимодальной ассоциации вулканитов проявления Дзарта-Худук, Центральная Монголия: по данным изучения включений в минералах // Петрология. 2011. Т. 19.

- № 4. С. 363–385.
3. **Граменицкий Е.Н., Шекина Т.И., Девятова В.Н.** Фазовые отношения во фторсодержащих гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами. М.: ГЕОС, 2005. 188 с.
 4. **Коваленко В.И.** Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука. 1977. 250 с.
 5. **Перетяжко И.С., Е. А. Савина, Н. С. Карманов** Комендиты и пантеллериты вулкана Немрут (Восточная Турция): условия образования и взаимосвязи между трахит-комендитовыми, комендитовыми и пантеллеритовыми расплавами // Петрология. 2015. Т. 23, № 6, С. 624–672.
 6. **Соболев А.В.** Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. Т. 4. № 3. С. 228–239.
 7. **Соловова И.П., Гирнис А.В., Коваленко В.И.** Фторидные и хлоридные расплавы во включениях из минералов-вкрапленников агпаитовых кислых вулканитов острова Пантеллерия // ДАН. 2010. Т. 433. № 3. С. 390–393.
 8. **Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Сальникова Е. Б, Травин А.В., Кудряшова Е.А.** Рифтогенный магматизм западной части раннемезозойской Монголо-Забайкальской магматической области: результаты геохронологических исследований // ДАН. 2017. Т. 475. № 6. С. 669–675.
 9. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.
 10. **Macdonald R., Belkin H.E., Wall F., et.al.** Compositional variation in the chevkinite group: new data from igneous and metamorphic rocks // Mineral. Mag. 2009. V. 73. P. 521–540.
 11. **Schmitt A.K., Trumbull R.B., Dulski P., Emmermann R.** Zr-Nb-REE mineralization in peralkaline granites from the Amis Complex, Brandberg (Namibia): evidence for magmatic pre-enrichment from melt inclusions // Econom. Geol. 2002. V. 97. P. 399–413.
 12. **Sun S.-S., McDonough W. F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: magmatism in the ocean basins // Geol. Soc. London. Spec. Pub. 1989. V. 42. P. 313–345.
 13. **Trua T., Daniel C., Mazzuoli R.** Crustal control in the genesis of Plio-Quaternary bimodal magmatism of the Main Ethiopian Rift (MER): geochemical and isotopic (Sr, Nd, Pb) evidence // Chem. Geol. 1999. V. 155. P. 201 – 231.
 14. **Vasyukova O., Williams-Jones A.E.** Fluoride–silicate melt immiscibility and its role in REE ore formation: Evidence from the Strange Lake rare metal deposit, Quebec-Labrador, Canada // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2014. V. 139. P. 110–130.
 15. **Veksler I.V., Dorfman A.M., Kamenetsky M., Dulski P., Dingwell D.B.** Partitioning of lanthanides and Y between immiscible silicate and fluoride melts, fluorite and cryolite and the origin of the lanthanide tetrad effect in igneous rocks // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2005. V. 69. № 11. P. 2847–2860.

**Состав и параметры генерации исходной магмы
ультрамафитов массива Уиткомст (ЮАР).
термобарогеохимическое изучение микровключений**

Соловова И.П.

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и
геохимии РАН, Москва; e-mail: solovova@igem.ru*

Абстракт.. Изучены первичные расплавные включения в оливине ультрамафических пород массива Уиткомст, ЮАР. Установлено, что родоначальная магма характеризуется высокими концентрациями MgO (до 22.5 мас.%), FeO, SiO₂ и LREE, низким содержанием CaO, щелочей, летучих и флюидо-мобильных компонентов. Выплавление магмы происходило при температуре 1590°C и давлении 2.5 ГПа. Основным процессом эволюции магмы на ранних этапах являлась кристаллизационная дифференциация, которая осложнялась контаминацией коровым веществом по мере продвижения магмы к поверхности Земли.

**Composition and parameters of generation of primary
magma of ultramafic massif Uitkomst.
Thermobarogeochemical study of microinclusions.**

Solovova I.P.

*Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry
RAS, Moscow e-mail: solovova@igem.ru*

Abstract. Primary melt inclusions in olivine of ultramafic rocks of the Uitkomst massif, South Africa were studied. It was established that the parent magma is characterized by high concentrations of MgO (up to 22.5 wt%), FeO, SiO₂ and LREE, low content of CaO, alkalis, volatile and fluid-mobile components. Magma generation occurred at a temperature of 1590°C and a pressure of 2.5 GPa. The main process of magma-evolution in the early stages was crystallization differentiation, which was complicated by contamination by core matter as magma moved to the Earth's surface.

ВВЕДЕНИЕ

Петрологическое изучение магматических расслоенных интрузивов мира показало, что основной их объем сформировался в докембрии и они имеют сложное строение. Состав слагающих их пород варьирует от

ультрабазитов до гранитов. С базит-ультрабазитовыми расслоенными комплексами связаны крупнейшие месторождения элементов платиновой группы, Cr, V и Cu-Ni сульфидов. Бушвельдский комплекс среди прочих является одним из древнейших (2050 млн. лет), с максимальной площадью выхода и мощностью. Однако вопрос о составе и генезисе родоначальных магм Бушвельда до сих пор дискуссионен [22,23], поскольку составы свежих тонкозернистых краевых силлов в пределах массива крайне разнообразны и не могут рассматриваться в качестве аналогов исходных магм. Длительное изучение пород комплекса позволило предположить участие в формировании современного облика массивов различных процессов, таких как метасоматическая проработка мантийного источника, смешение магм контрастного состава, пульсирующее поступление расплавов в камеру и их контаминация коровым материалом, кумулятивные процессы, поздние реакционные процессы и вторичные изменения пород. В связи с этим рассматривать валовые составы пород в качестве аналогов исходных магм не представляется возможным. Первая попытка оценить потенциальные исходные магмы Бушвельда была предпринята Г. Девисом с соавторами [11]. Основываясь на составах мелкозернистых силлов в подошве комплекса, авторы предположили существование нескольких исходных магм, которые, по их мнению, имели необычный состав и могли быть определены как бонинитовая, магнезиальная андезитовая и базальтовая с высоким содержанием SiO_2 и MgO . Для реконструкции родоначальной магмы Бушвельдского комплекса и близкому ему по составу Йоко-Довыренского расслоенного массива (Забайкалье) исследователями использовалось численное моделирование [13,2,1]. В настоящее время, основываясь на составах наиболее примитивных кумулатов и закаленных контактов, была рассмотрена возможность контаминации корового материала коматиитовой магмы [22,23,19]. Для Бушвельда [22] полагает, что в этом случае исходный расплав содержал до 19 мас.% MgO . Согласно [2] первичный расплав также имел высокие концентрации MgO , однако не более 11% с суммарным содержанием щелочей до 1.5%. В то же время пикробазальтовые магмы Йоко-Довыренского массива, по его расчетам, должны были содержать вплоть до 20% MgO .

Сведения по результатам исследования включений в минералах носят единичный характер. Высокие содержания летучих в минеральных включениях в хромите Меренского рифа Бушвельдского комплекса были интерпретированы как результат метасоматического воздействия флюида, отделившегося от подстилающих кумулатов [18]. В апатите из нельсонитов и габбро Верхней Зоны Бушвельда были изучены два типа расплавных включений, составы которых отвечали (мас.%): SiO_2 - 31 и 51, MgO - 7.7 и 1.5, FeO 36 и 23 [21]. Согласно [16], некоторые сульфидные и сульфидно-силикатные включения в хромите Платрифа в составе Бушвельда, возможно, представляют захваченный расплав. Дж. Коттке-Левин с соавторами [17]

изучили включения в кристаллах хромита при 1300°C и предположили, что они содержат два типа расплава, составы которых по их мнению отвечают магмам В1 и В2 Бушвельда. Для Йоко-Довыренского расслоенного массива были получены данные по составу также двух типов расплавных включений в оливине перидотит-дунит-троктолит-габбрового массива: кислых природно-закаленных и раскристаллизованных основного состава [5] Оба состава обогащены летучими компонентами (в стеклах кислого состава – до 7% H₂O, 1% F и 0.7% Cl).

Массив Уиткомст, благодаря генетической, временной и пространственной связи с массивом Бушвельд, рассматривается как составная часть Бушвельдской Магматической Провинции. Метод экспериментального исследования микровключений в минералах является новым подходом к решению проблемы и позволяет получить прямую информацию о генезисе, составе и физико-химических условиях генерации исходных магм. Было высказано предположение, что сателлитный субвулканический силл Уиткомст, поскольку он является единственной средой, где расплавные включения могли сохраниться в химически примитивных породах, таких как дуниты и перидотиты.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для исследования включений в минералах были изготовлены двусторонне-полированные пластины толщиной до 0.3 мм. Перед проведением термометрических опытов они изучались на оптическом микроскопе Olympus BX-51. Обнаруженные микровключения фотографировались, определялась их видовая принадлежность и герметичность.

В работе использовалась высокотемпературная микропечь с Pt-30%Rh нагревателем, позволяющая проводить нагревание образцов до 1500°C. Термопару установки градуировали по температуре плавления золота (1063°C) и NaCl (800°C). Для расплавов включений основного состава время выдержки препарата при выбранной температуре не превышало 15 минут во избежание потери летучих компонентов. Использование высокотемпературной микрокамеры Linkam TS1500 позволяло вести наблюдение и регистрацию фазовых переходов в процессе нагревания под микроскопом.

После проведения опытов препараты с расплавными включениями запрессовывались в полистирол или эпоксидную смолу. Анализы выполнялись на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8100 фирмы JEOL (ИГЕМ РАН, аналитик С. Е. Борисовский) и на электронно-зондовом микроанализаторе Superprobe JEOL JXA-8230 на Геологическом факультете МГУ (Moscow State University of M.V. Lomonosov, аналитик Н.Г. Зиновьева). Анализ осуществлялся при ускоряющем напряжении 15 и 20 kV, токе 20 и 30 nA, диаметре пучка электронов 1, 2, 5 и 12 микрон. В качестве стандартов

использованы аттестованные природные минералы и стекла: Si, Al, Fe, Mg, Ca – USNM 111240/2 (базальтовое стекло VG-2); Na - жадеит, K – ортоклаз, Mn – родонит, Ti – TiO₂, Zr – ZrO₂, F – MgF₂, Cl – ванадинит; Cu, Fe, S – CuFeS₂, Ni – Ni.

Содержания микроэлементов, H₂O, Cl, F, S определяли методом вторично-ионной масс-спектрометрии на приборе Cameca IMS_4f (Ярославский Филиал Физико-технологического института РАН, ЯФ ФТИАН, аналитик С.Г. Симакин). Первичный пучок O⁻ с ускоряющим напряжением в 10 кВ и током в 3–6 нА фокусировали на поверхности образца площадью 15 - 20 микрон. Содержание элементов рассчитывали по отношению измеряемых изотопов элементов к ³⁰Si, определенному по аттестованным стандартам. Точность составляла: менее 10 отн. % для содержаний >1 ppm, <20 отн. % для содержаний 0.1–1 ppm, <40 отн. % для содержаний менее 0.1 ppm.

Raman спектры фазового состава включений получены на спектрометре SENTERRA “Bruker” (Институт физической химии и электрохимии им. А.Н. Фрумкина, ИФХЭ РАН). Параметры регистрации: длина волны лазерного излучения (λ) 532 нм, мощность 2–10 мВт в зависимости объекта исследования, разрешение ~3 см⁻¹, микроскоп Olympus BX-51, объективы x20 и x50. Время накопления спектров составляло 500 сек.

КРАТКОЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ УЛЬТРАМАФИТОВ

Для проведения работы были отобраны образцы породы из керна скважины LM6 в интервале глубин от 628.6 до 665 метров (рис. 1), пробуренной на глубину 1100 метров в зоне максимальной толщины в центральной части разреза силла Уиткомст (Основной Гарцбургитовый Слой). Изученные ультрамафиты состоят из оливина без признаков серпентинизации, ортопироксена, хромита, более редкого клинопироксена и единичных зерен флогопита. В нижних частях разреза наблюдается значительное количество межзернового материала, количество которого уменьшается к верхним участкам изученного интервала скважины.

Так как оливин и ортопироксен доминируют в породе, их состав рассмотрен нами более детально. По морфологическому и генетическому признаку выделяются два типа оливина. К первому типу отнесены крупные зерна (до 1 см) кумулюсного оливина Ol I (рис. 2a). Размер зерен оливина второго типа (Ol II) не превышает 500 микрон, для них характерна округлая или овальная форма (рис. 2b и c). Зерна оливина Ol II сцементированы орто- и клинопироксеном, изредка флогопитом, что определяет пойкилитовую структуру породы. Исследования на электронном и ионном микрондах показало отсутствие зональности в оливине обоих типов. Так, содержания ряда элементов в центре и в краевых зонах кристалла отвечают: FeO 9.06 и 9.02 мас.%, MgO 49.37 и 49.59 мас.%, CaO 0.10 и 0.12 мас.%, Ni – 4140 и 4296

ppm, Sc - 9 и 8 ppm, V - 4 и 4 ppm. В нижних частях изученного разреза преобладает кумулюсный оливин. Выше по разрезу возрастает количество оливина второго типа.

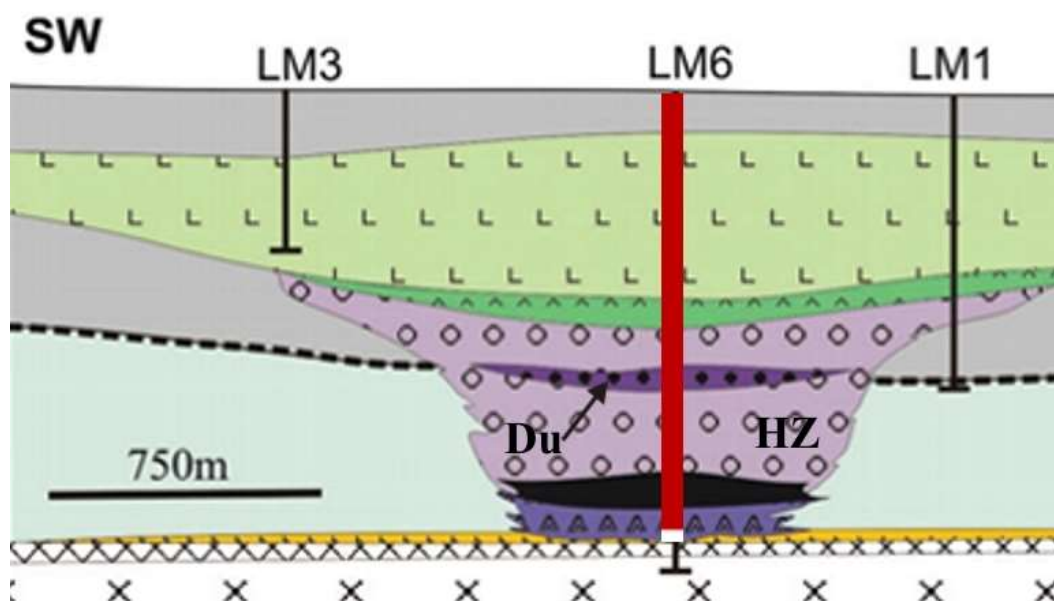


Рис. 1. Положение скважины LM6 в силле Уиткомст. HZ – Основной Гарцбургитовый Слой, Du – дуниты

Таблица 1.

Составы оливина, мас.%

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	40.56	40.97	40.65	40.45	40.35	41.25	40.52	39.65
FeO	9.06	9.01	9.14	8.84	9.30	9.26	7.36	8.00
MnO	0.13	0.14	0.10	0.13	0.16	0.13	0.12	0.12
MgO	49.59	50.16	50.26	50.01	48.88	49.67	51.43	52.58
CaO	0.10	0.11	0.04	0.05	0.03	0.08	0.17	0.04
NiO	0.49	0.46	0.45	0.44	0.38	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	99.92	100.85	100.19	99.47	99.10	100.38	99.59	100.39
#mg	0.907	0.908	0.907	0.910	0.904	0.905	0.926	0.921

Примечание. 1, 2 - кумулюсный оливин (Ol I); 3, 4 - зерна оливина пойкилитовой структуры (Ol II); 5-8- дочерние фазы в первичных расплавных включениях

Несмотря на морфологические различия между оливинами первого и второго типа, их химический состав близок и не зависит от формы выделения. Их магниальность варьирует в узком интервале (#mg - 0.90-0.91), концентрация CaO не превышает 0.15 мас.%, количество NiO - 0.45 - 0.50 мас.% (табл. 1). В оливине первого типа встречаются ксеногенные включения полифазных агрегатов.

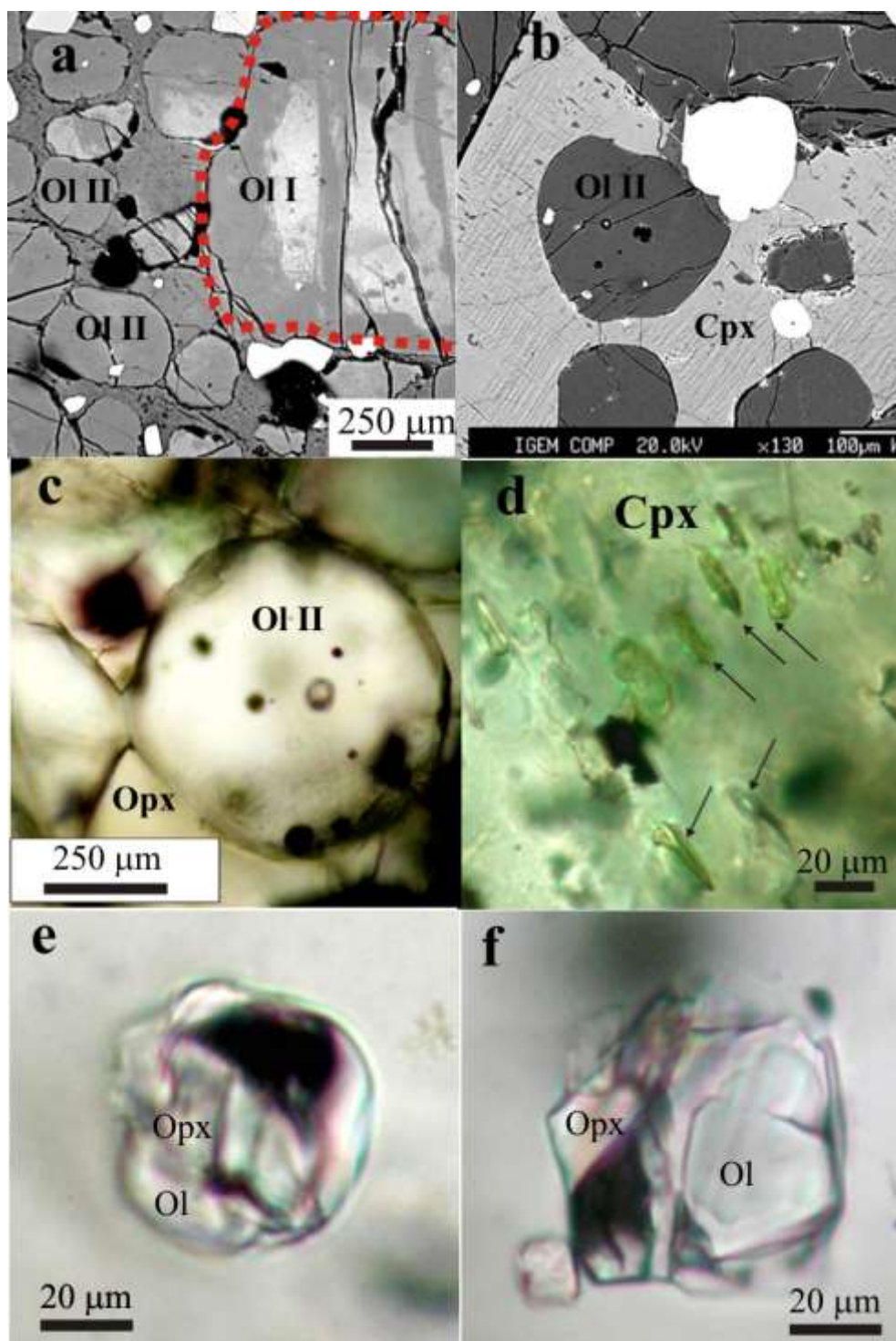


Рис. 2. Микрофотографии фаз и включений в изученных породах.

(a) – фрагмент кумулюсного оливина (Ol I), оконтурен красным пунктиром, и округлый оливин поздней генерации (Ol II). Вид в отраженном свете. (b) и (c) – фазы пойкилитовой структуры: зерна оливина Ol II, сцементированные клино- и ортопироксеном. Вид в BSE (b) и в проходящем свете под микроскопом (c). (d) – клиновидные субпараллельные включения расплава в корродированном клинопироксене, вид в проходящем свете. (e), (f)

- первичные природно-закристаллизованные расплавные включения в кумулюсном оливине (Ol I), содержат дочерние фазы – оливин и ортопироксен.

Таблица 2

Концентрации редкометалльных элементов в минералах породы, ppm

	1	2	3	4	5	6	7	8
	Ol I	Ol I	Ol II	Ol II	Orx I	Orx II	Срх-cl	Срх-res
Sc	20.94	23.49	21.95	20.45	30.53	43.20	97.92	83.96
Nb	0.009	0.012	0.008	0.006	0.008	0.026	0.515	0.527
La	0.006	0.002	0.002	0.002	0.005	0.027	7.710	3.729
Ce	0.018	0.009	0.008	0.018	0.020	0.118	24.781	10.415
Nd	сл.	сл.	0.006	0.004	0.021	0.142	19.220	6.947
Sr	0.682	0.583	1.026	0.710	1.534	0.490	33.215	24.779
Sm	0.005	0.005	сл.	сл.	0.018	0.092	5.002	1.973
Hf	сл.	0.024	сл.	сл.	0.006	0.094	1.401	0.600
Zr	0.306	0.445	0.298	0.548	0.349	1.211	23.178	8.697
Ti	78.69	110.96	51.83	114.02	72.87	347.35	1612	1171
Eu	0.000	0.003	0.003	0.002	сл.	0.032	1.073	0.574
Gd	0.013	0.018	0.003	0.007	0.007	0.176	5.090	2.446
Dy	0.031	0.057	0.003	0.007	0.010	0.181	4.266	2.139
Y	0.393	0.643	0.099	0.148	0.197	1.155	22.374	11.318
Er	0.043	0.116	0.020	0.020	0.024	0.163	2.513	1.332
Yb	0.125	0.242	0.028	0.055	0.117	0.227	2.169	1.096
Lu	0.020	0.029	0.006	0.010	0.010	0.023	0.309	0.170

Примечание. (1), (2) – кумулюсный оливин (Ol I), (3), (4) - пойкилобласты оливина (Ol II); (5) - ранний ортопироксен (Orx I), (6) – пойкилобласт ортопироксена (Orx II); (7), (8) - пойкилобласты Срх, (7) – чистый кристалл (Срх-cl), (8) – резорбированный кристалл с признаками плавления (Срх-res).

Содержания редких и редкоземельных элементов в оливинах обоих типов также одинаков (табл. 2, рис. 3). Фазы в равной степени обогащены HREE (Gd/Yb)_{PM} = 0.085 – 0.110. Близость концентраций основных и примесных компонентов, магнезиальности оливинов первого и второго типа, а также присутствие в них кристаллических включений шпинели дают основание предположить, что оливин пойкилитовой структуры формировался в процессе позднестадийной перекристаллизации раннего кумулюсного оливина. При этом в верхних зонах изученного разреза в породе остаются лишь единичные зерна крупнокристаллического оливина первой генерации (Ol I).

При широких вариациях магнезиальности всех изученных видов ортопироксена ($\#mg$ = 0.893 – 0.913), наиболее ранние их выделения и дочерний ортопироксен во включениях характеризуются пониженными концентрациями СаО (0.27-0.68 мас.%) и Al₂O₃ (0.45-0.99 мас.%) по сравнению с ортопироксеном пойкилобласт и их ламелями в клинопироксене

(СаО до 1.97% и Al_2O_3 до 1.81%, соответственно) (табл. 3, рис. 4). Для двух последних типов на графике приведены оцененные температуры по [9]. В

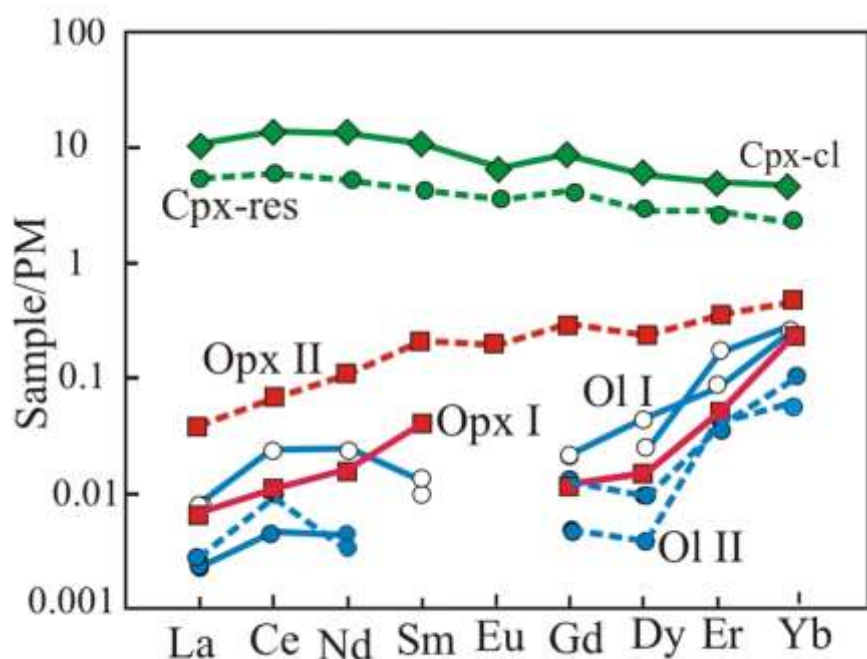


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов в Ol I и II, Opx I и II, в чистом (Cpx-cl) и резорбированном (Cpx-res) зерне клинопироксена (на графике показан пунктиром). Концентрации нормированы к примитивной мантии.

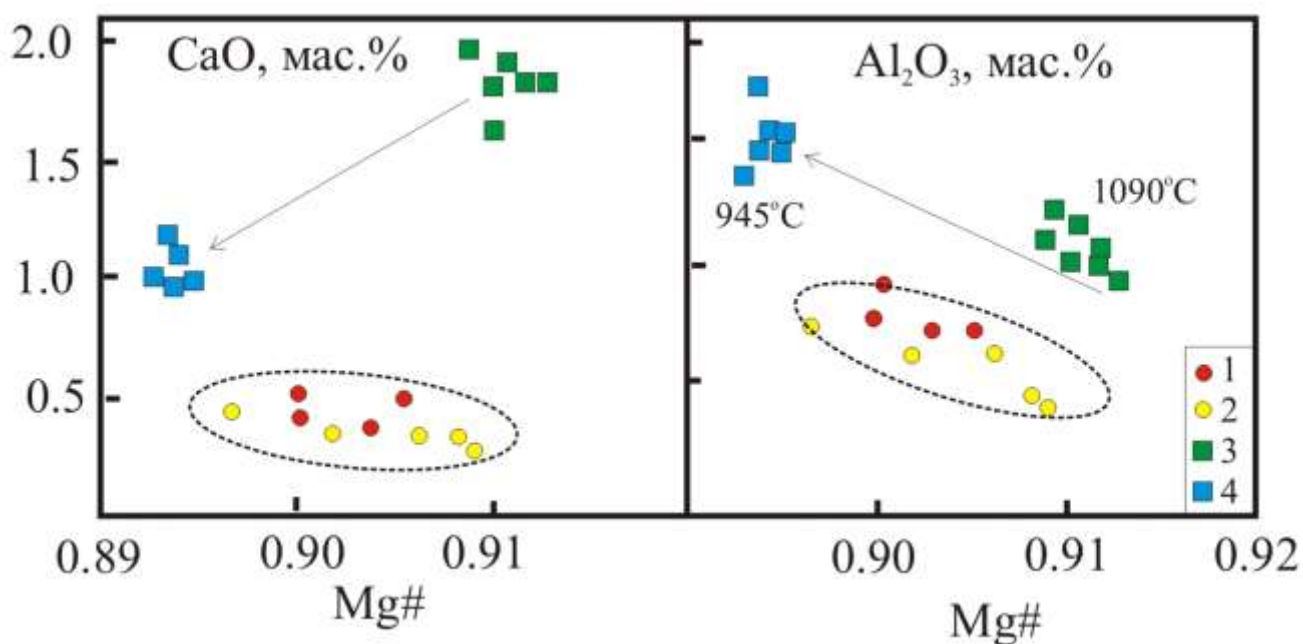


Рис. 4. Зависимость содержаний СаО и Al_2O_3 от магниальности ортопироксена различного генезиса. (1) – ранний ортопироксен породы, (2) – дочерний

ортопироксен в расплавленных включениях, (3) – пойкилобласты ортопироксена, (4) – ламели Орх в Срх.

Таблица 3.

Химические составы пироксенов и флогопита, мас.%

	1	2	3	4	5	6	7
SiO₂	56.96	55.61	56.52	58.30	58.30	54.24	39.06
TiO₂	0.05	0.05	0.08	0.00	0.00	0.12	3.80
Al₂O₃	0.53	1.07	1.81	0.45	0.45	2.10	13.85
Cr₂O₃	0.06	0.58	0.00	0.10	0.10	1.31	1.19
FeO	6.37	5.94	7.15	6.26	6.26	3.01	3.46
MnO	0.14	0.12	0.17	0.18	0.18	0.06	0.00
MgO	34.57	33.74	33.74	35.10	35.10	18.69	22.62
CaO	0.68	1.63	0.97	0.27	0.27	20.48	0.00
Na₂O	0.00	0.05	0.04	0.03	0.03	0.49	0.73
K₂O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8.97
NiO	0.10	0.08	0.10	0.08	0.08	0.07	0.26
Сумма	99.45	98.87	100.59	100.70	100.70	100.49	93.68
#mg	0.906	0.910	0.894	0.909	0.909	0.917	0.921
	Орх I	Орх II	Орх III	Орх IV	Орх IV	Срх	Flg

Примечание. 1- ранний вкрапленник породы; 2 - пойкилокристалл Орх; 3 - ламели Орх в пойкилокристалле Срх; 4, 5 - дочерние фазы в первичных расплавленных включениях; 6 - пойкилокристалл клинопироксена; 7 - пойкилокристалл флогопита, дополнительно содержит Cl - 0.18, F - 0.31 мас.%

открытых условиях ее снижение приводит к повышению глиноземистости и снижению концентрации CaO в составе ортопироксена.

Ортопироксен I и II типа обогащен тяжелыми редкоземельными элементами и Y относительно LREE. Суммарное содержание REE элементов в пойкилообластах заметно выше, чем в ранних выделениях ортопироксена (1.16 ppm против 0.222 ppm). Такая-же картина наблюдается и для редких микроэлементов (395.7 ppm против 105.7 ppm). В отношении редкоземельных элементов между оливином и ортопироксеном разных типов наблюдаются определенные различия и сходства, связанные с их генетическими особенностями. Близкие спектры и отношения (Gd/Yb)_{PM} отмечаются для оливинов I и II типа и ранних выделений ортопироксена породы (Орх I) (рис. 3). С ними резко контрастирует ортопироксен пойкилобласт, характеризующийся высокими концентрациями редкоземельных элементов и пониженным отношением HREE/LREE (2) по сравнению с первичным ортопироксеном породы (4).

Клинопироксен по составу отвечает авгиту (табл. 3). Для многих зерен клинопироксена характерна резорбция краевых зон и присутствие расположенных субпараллельно многочисленных мелких расплавных включений клиновидной формы (рис. 2d). Спектры распределения редкоземельных элементов в свежих и резорбированных зернах приведены на рис. 3. Клинопироксен обогащен всеми редкими элементами, значение $(Gd/Yb)_{PM}$ значительно выше, а отношение HREE/LREE ниже 1. Содержания элементов в клинопироксене с включениями несколько ниже по сравнению с чистыми зернами, однако форма спектров одинакова. Расположение и облик расплавных включений, идентичность форм спектров REE клинопироксенов с включениями и без них, но с разным уровнем накопления, могут быть связаны с подплавлением пироксена *in situ*, возможно, в результате локального повышения температуры, приводящим к перераспределению примесей в расплав.

В качестве пойкилобласт в редких случаях встречается флогопит, содержащий до 1 мас.% Na₂O и Cl, F в равных количествах. Магнезиальность флогопита достигает $\#mg = 0.93$, сумма не превышает 93.7 мас.%.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ

В кумулюсном оливине обнаружены единичные первичные полностью закристаллизованные включения размером 30-50 мкм. Располагаются они азонально в объеме оливина и характеризуются овальной или частично ограниченной формой (рис. 2e, f). Так как вкрапленники оливина содержат многочисленные кристаллические включения шпинели, они вместе с расплавом часто образуют комбинированные расплавные включения. Силикатная составляющая таких включений на границе с оливином-хозяином имеет границу в виде мениска, что свидетельствует об изначально ее жидком состоянии. Низкоплотный деформированный газовый пузырек располагается между дочерними фазами.

На основании проведенных экспериментов было установлено, что оливин является первой кристаллизующейся из расплава дочерней фазой. Его магнезиальность в некоторых включениях достигает $\#mg = 0.927$. Концентрация CaO варьирует от 0.04 до 0.25%. Вторая кристаллизующаяся дочерняя фаза представлена ортопироксеном. Его магнезиальность варьирует в пределах $\#mg = 0.896 - 0.909$. По химическому составу дочерние ортопироксены близки к ортопироксенам породы (рис. 4). При нагревании первые признаки плавления дочерних фаз отмечались при 1050°C, что приводило к появлению расплава. Низкоплотная газовая фаза приобретала округлые формы. Присутствие расплава подтверждалось перемещением газового пузырька при подъеме температуры опытов. При температуре 1290°C во включении наблюдается смесь оплавленных кристаллов оливина и ортопироксена, а также остатки рудной фазы. Повышение температуры опытов приводило к дальнейшему плавлению кристаллических фаз.

Гомогенизация включений с растворением всех фаз, включая флюидную, не достигалась при нагревании вплоть до 1450°C (рис. 5с). В некоторых случаях наблюдалась декрепитация включений, что приводило к частичной потере вещества, и нагревание прекращалось.

Большинство включений содержало стекло (расплав при температуре опытов) и газовый пузырек. Однако не исключена возможность присутствия в них каемок дочернего оливина, осевшего на стенках вакуоли в процессе кристаллизации расплава в природных условиях и оптически неотличимого от минерала-хозяина. Для получения валового состава расплава и уменьшения погрешности анализы проводились с площади сканирования 5x5, 10x10 и 15x15 микрон.

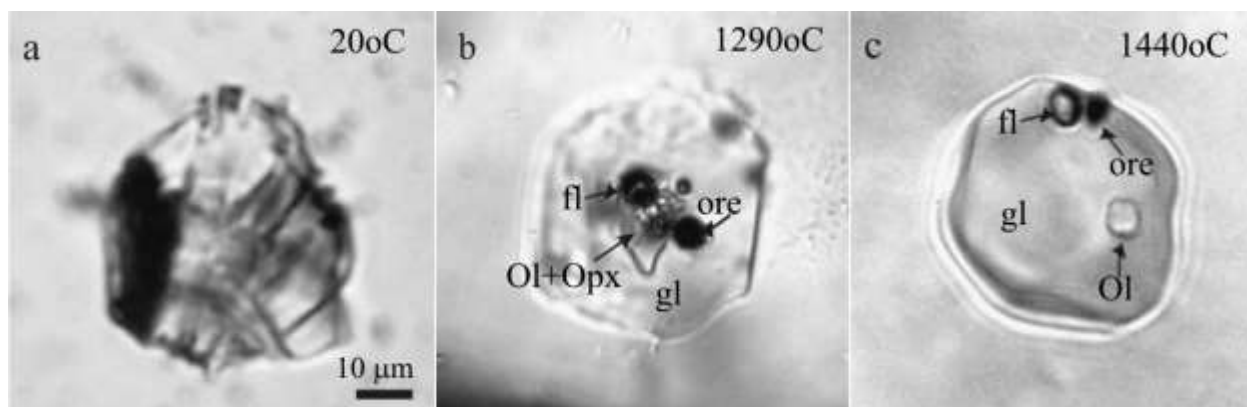


Рис. 5. Микрофотографии фазовых изменений в первичном расплавленном включении при указанных на фотографиях температурах. Проходящий свет. gl – стекло (при температуре опыта расплав), fl – флюидная фаза, ore – рудная фаза, Ol+Opx – плавление дочерних фаз (оливина и ортопироксена).

Для реконструкции состава захваченного расплава применялся метод обратного фракционирования, суть которого состоит в пересчете полученных анализов на равновесие с оливином-хозяином, магнезиальность которого варьирует в интервале от 0.907 до 0.911 при среднем значении 0.910. Важную роль в таких расчётах играет коэффициент распределения Mg-Fe между оливином и расплавом ($Kd = (Fe/Mg)^{Ol}/(Fe^{2+}/Mg)^{Gl}$). Для базитовых и ультрабазитовых пород нормальной щелочности Kd принимается равным 0.3 – 0.33. В своих расчетах мы использовали коэффициент распределения Mg-Fe, равный 0.315, ранее принятый в работах, посвященных изучению пород Бушвельда [22,23]. Наиболее примитивный расплав в равновесии с Fo91 содержит 22.5% MgO при 12.6 мас.% FeO. Он характеризуется концентрацией SiO₂ 51.9 мас.%, Al₂O₃ 8.3мас.%, низким содержанием CaO – 2.5 мас.% и суммой щелочей 2.1 мас.% при Na₂O/K₂O – 3.8. Расплавы низкотитанистые (TiO₂ не более от 0.08 до 0.3 мас.%). Количество летучих компонентов в расплаве, определенное методом вторичной ионной масс-спектрометрии (SIMS), отвечает: 168 ppm H₂O, 264 ppm Cl, 258 ppm F, 114

ppm S. Дифференцированные расплавы с концентрацией MgO до 15.4 мас.% содержат до 56.5% SiO₂, 12.3 мас.% Al₂O₃, 4.1% CaO, и 3.8% Na₂O, до 549 *ppm F* и 2288 *ppm S.* Они заметно обогащены H₂O – до 7665 *ppm* и Cl – до 1728 *ppm*.

Редкометалльный состав расплавов характеризуется близкими концентрациями наиболее несовместимых элементов. Их содержания превышают содержания в примитивной мантии в 10 – 350 раз. Спектры имеют четко выраженные минимумы Nb и Ti.

Суммарное содержание редкоземельных элементов варьирует в пределах 47 - 144 *ppm*. Расплавы включений характеризуются преобладанием LREE над HREE (рис. 6). Содержание LREE варьирует в узком интервале (La_{PM} - от 15 до 35). Наибольший разброс значений наблюдается для HREE, например величина Yb_{PM} меняется почти в 6 раз (от 0.5 до 2.9). Спектры расплавов с максимальным содержанием MgO и FeO имеют наиболее крутой отрицательный наклон ($(La/Yb)_{PM} = 29$ против 5.9 для низкомагнезиального расплава. На спектрах фракционированных расплавов, с пониженным содержанием MgO и обогащенных H₂O и Cl, присутствует четко выраженная негативная аномалия Eu. Обзор данных по REE-спектрам мафических и ультрамафических вулканогенных, гипаббисальных и плутонических пород [6] показывает, что отрицательная аномалия Eu для них не характерна.

Спектры модельных бонинитовых расплавов на спайдерграмме занимают промежуточное положение, однако отличаются от полученных нами для исходных расплавов более высокими концентрациями тяжелых редкоземельных элементов. То же относится и для оценок коматиито-подобной магмы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ИСХОДНОГО РАСПЛАВА И ЕГО ЭВОЛЮЦИЯ

Несмотря на ограниченное количество найденных нами первичных включений в оливине, их изучение позволило получить независимую от вторичных изменений пород информацию о составе родоначального расплава и выявить основные закономерности эволюции мафической магмы. Проведенные эксперименты показали, что оливин является ликвидусной фазой. Удаление из магмы его основных составляющих (FeO, MgO и MnO) должно планомерно повышать долю других компонентов. На корреляционных диаграммах FeO+MgO+MnO – оксид (в мол.%) расплавы образуют отрицательные тренды, подтверждающие доминирующую роль оливина и преобладание процесса кристаллизационной дифференциации (рис. 7). Исключение составляют щелочные металлы, для которых наблюдается изменение направления тренда. Как было сказано выше, оценка состава расплавов включений рассчитывалась на равновесие с оливином-хозяйником современной магнезиальности (0.91). Однако ее постоянство и

отсутствие зональности в зернах оливинов предполагает, что изначально существовавшие величины $Mg\#$ были изменены в процессе диффузии Fe-Mg. В условиях субликвидуса должны были кристаллизоваться фазы С.С другой стороны, ранее было показано [22] что ликвидусный оливин в ультрамафитах

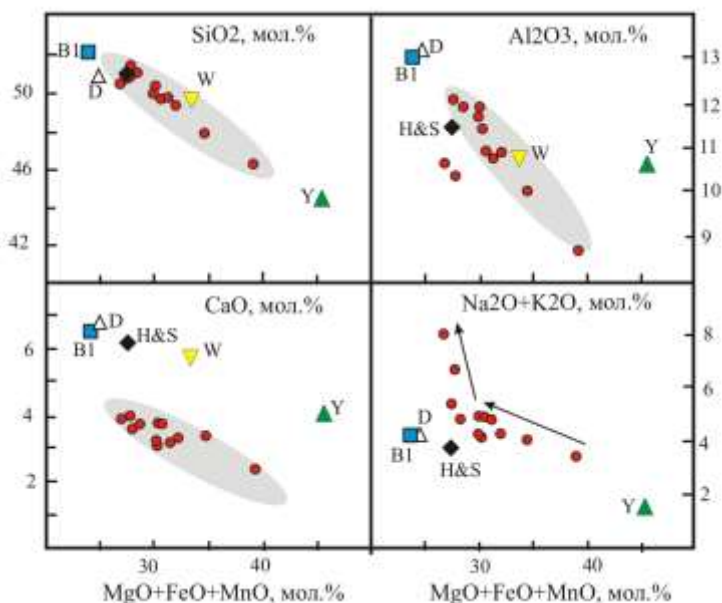


Рис. 7. Зависимость концентраций компонентов от $MgO + FeO + MnO$ в расплавах (в мол.%).

Красные кружки – наши данные; Модельные составы расплавов: бонинитовая магма B1 - (Barnes et al., 2010) и D - (Davies, 1982); H&S (Harmer, Sharpe, 1985); коматиитоподобная магма: W - (Wilson, 2012) и Y - (Yudovskaya et al., 2015).

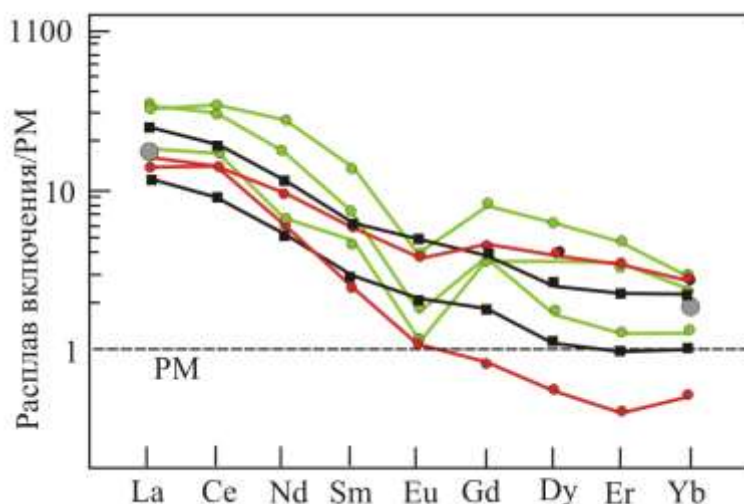


Рис. 6. Нормированные к примитивной мантии концентрации редкоземельных элементов в расплавах включений, пересчитанные на равновесие с оливином Fo91.

Красные спектры отвечают наиболее ранним расплавам, зеленые спектры с отрицательной аномалией Eu соответствуют более поздним магматическим дифференциатам. Для

сравнения на повышенной концентрации фаялитового минала и меньшей магнезиальности диаграмме черными сплошными линиями показаны концентрации REE в модельных расплавах B1 и B1-UM (Barnes et al., 2010) и серыми кружками – для коматиито-подобной магмы (Wilson, 2012).

Бушвельда может иметь магнезиальность до $mg\# = 0.922$. Более высокое значение магнезиальности оливина, вплоть до $mg\# = 0.93$, было теоретически установлено при оценке состава примитивной магмы с использованием одного из образцов гарцбургита в качестве ее химического аналога [23]. Таким образом, в равновесии с оливином $mg\# = 0.922$ наиболеемагнезиальный расплав будет содержать до 26 мас.% MgO, а с минимальной концентрацией (15 мас.%) в равновесии с оливином $mg\# = 0.89$ (произвольно) - 10.7 мас.% MgO.

Удивительно постоянство содержаний наиболее некогерентных элементов при широких вариациях наиболее когерентных. Это противоречит роли коровой контаминации, которая должна вызывать значительные вариации в левой части диаграммы при несущественных вариациях HREE. Можно предположить, что это связано с доминирующей кристаллизацией оливина и ортопироксена, фаз, для которых характерно высокое содержание HREE (рис. 3). В результате расплав обедняется тяжелыми РЗЭ при сохранении концентрации легких элементов на прежнем уровне.

Высокомагнезиальные расплавы с MgO до 22.5 мас.% содержат низкие концентрации флюидо-мобильных элементов (Ba, Sr, Th, Ce, U), (рис. 8, поле I), что согласуется с невысокой ролью летучих компонентов в зоне магмогенерации и отсутствием в оливине первичных флюидных включений.

Для таких расплавов характерна максимальная концентрация рудообразующих элементов (3078 ppm Ni), что приобретает особое значение при решении вопроса об источнике рудных компонентов. При снижении количества MgO в расплаве наблюдается повышение концентраций флюидо-мобильных компонентов (рис. 8, поле II), в том числе щелочей. В расплавах с 17.0 мас.% MgO и ниже их содержание резко возрастает с 2.9 до 5.1 мас.% и наклон тренда меняется. На этом этапе эволюции магмы подобный перегиб тренда (рис. 7) может свидетельствовать о поступающем в систему флюиде, обогащенного водой и хлором. Появление такого флюида связано с взаимодействием горячих магматических дифференциатов с коровыми породами. Свидетельства этому являются микроксенолиты в изученных породах.

Расплав включений с максимальным количеством MgO характеризуется не только низким содержанием тяжелых редкоземельных элементов, но и крутым наклоном спектра, что указывает на остаточный гранат в источнике. Их обогащение LREE указывает на выплавление магмы из метасоматически обогащенного мантийного субстрата.

Вода в расплаве

При рассмотрении источников ультрамафитовых магм и их эволюции исследователями [7] уделяется большое внимание поведению летучих, в том числе воды, в ходе кристаллизации расплава. Как было сказано выше, концентрация H_2O во включениях из ранних кристаллов оливина низкая и отвечает 168 - 283 *ppm*. Однако в более поздних включениях ее концентрация достигает 7665 *ppm*. Это побудило нас более внимательно проанализировать результаты изучения составов как дочерних фаз, так и содержащих их оливинов.

При кристаллизации расплава включений во вкрапленниках оливина магнезиальность дочернего оливина на первых этапах должна быть равна магнезиальности оливина-хозяина. Но последующая кристаллизация протекает с его непрерывным обогащением железом. Впоследствии при высокой скорости диффузного обмена Fe-Mg между минералом-хозяином и дочерним минералом, кристаллизовавшегося на стенках вакуоли, происходит выравнивание магнезиальности граничащих фаз. Этот эффект был детально рассмотрен Л. Данюшевским и др. [10]. В применении к вулканитам было показано, что перераспределение этих компонентов между вкрапленником оливина и дочерними кристаллами с обогащением последних Mg может приводить не только к повышению окиси магния в гомогенизированных расплавах включений, но также будет влиять на концентрации других элементов. В нашем случае, при изначально полной закристаллизованности расплава во включениях, было установлено, что магнезиальность дочернего оливина во включениях не только не выравнивалась, но оказалась выше, чем у оливина-хозяина (табл. 1). Это явление очень редкое и связано с потерей водорода из герметичных включений, особенно при высоком содержании железа в расплавах. Ранее оно было нами изучено в расплавных включениях в оливине бонинитов Новой Каледонии [20].

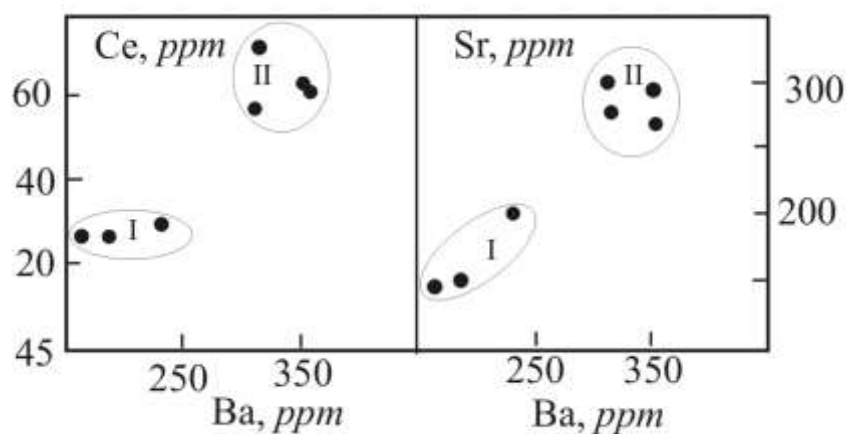


Рис. 8. Зависимость содержаний флюидо-мобильных элементов Ce и Sr от концентрации Ba в расплавах включений.

Взаимодействие воды с FeO в расплаве включений описывается реакцией $2FeO + H_2O = Fe_2O_3 + H_2$. Образующийся водород диффундирует за

пределы включений, а Fe_2O_3 сохраняется в расплаве и не участвует в образовании дочернего оливина при снижении температуры. Таким образом, концентрация MgO по отношению к FeO искусственно повышается при постоянстве общего Fe , что приводит к кристаллизации во включениях дочернего оливина с повышенной магнезиальностью. Расчеты показывают, что удаление 0.1 мас. % H_2O должно приводить к повышению $\#mg$ оливина на 0.007-0.01 единиц. Протеканию данного явления благоприятствуют высокие температуры и высокое содержание железа в магмах. Расчеты показывают, что во включениях с содержанием MgO до 15.6 мас.% могло быть потеряно до 0.22 мас.% H_2O . Учитывая, что в таких включениях максимальная концентрация H_2O отвечает 7665 ppm, они могли содержать не менее 1 мас.% воды.

РТ- параметры исходной магмы и ее дифференциатов

Высокотемпературные эксперименты при 1 атм. показали, что температура гомогенизации включений превышает 1450°C . Вопрос о влиянии на поведение включений при нагревании внешнего и флюидного давления, а также физических и химических свойств минерала и расплава был рассмотрен нами ранее [4]. В работе было показано, что температура гомогенизации включений может отличаться от температуры кристаллизации минерала в зависимости от присутствия или отсутствия в расплавах летучих компонентов. Для выяснения РТ-параметров магмообразования и эволюции расплава нами был использован метод минеральной термометрии. Ассоциацией, пригодной для решения вопроса об условиях генерации родоначальной магмы в мантии, является оливин-ортопироксен-расплав. Используя программу, разработанную по результатам более 3600 экспериментов с высокомагнезиальными составами [3], нами были оценены параметры для наиболее раннего расплава с 22.5 мас.% MgO как 1590°C и 2.5 ГПа (рис. 9).

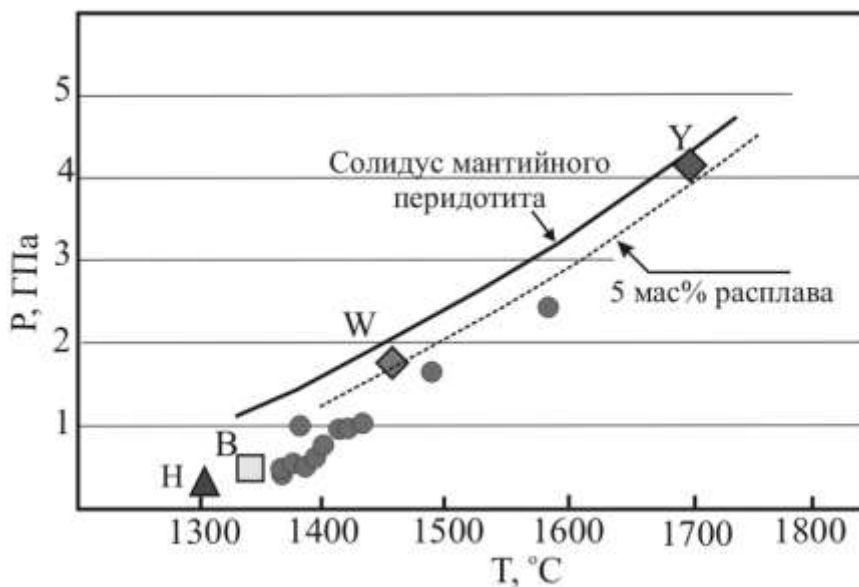


Рис. 9. Температура и давление генерации и промежуточных этапов эволюции расплава. Круглые символы – наши данные.

Для сравнения на диаграмму помещены модельные составы магм Бушвельда: В и Н – магма В-1 бонинитоого типа ((8; 14,15); W и Y – магма коматиитоподобного состава (22, 23).

Выше было показано, что высокомагнезиальный расплав беден летучими компонентами и щелочами, имеет наиболее крутой наклон $(La/Yb)_{PM}$ и повышенные концентрации Ni. Другая группа включений содержит расплавы с концентрацией MgO 15.4 - 17.4 мас.%. Они обогащены щелочами, H₂O, Cl и имеют отчетливую отрицательную Eu аномалию. Поскольку в этих включениях также присутствует минеральная ассоциация Ol-Orх, оцененные параметры кристаллизации расплавов отвечают 1380 - 1400°C и ≤ 1 ГПа. В область их составов попадает модельная магма В-1 бонинитового типа [8]. Примитивная магма коматиитоподобного состава, согласно [22], располагается вблизи дифференциатов родоначальной магмы. РТ-параметры коматиитоподобного расплава, рассчитанные на основе минерального анализа гарцбургита [23], несколько превышают полученные нами значения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изученные в герметичных расплавных включениях расплавы, изолированные от воздействия вторичных процессов, относятся к ультраосновной группе. Полученная геохимическая характеристика позволяет охарактеризовать исходную магму как высокомагнезиальную андези-базальтовую. Родоначальная магма характеризуется высокими концентрациями SiO₂ и LREE, низким содержанием CaO, щелочей, летучих и флюидо-мобильных компонентов. Источник такого расплава может отвечать мантийному деплетированному гарцбургиту в области стабильности граната, метасоматически обогащенному непосредственно перед генерацией магмы. Выплавление магмы происходило при чрезвычайно высоких температуре и давлении – 1590°C и 2.5 ГПа.

Основным процессом эволюции магмы на ранних этапах являлась кристаллизационная дифференциация, которая осложнялась контаминацией коровым веществом по мере продвижения магмы к поверхности. Вывод основан на резком возрастании в расплавах включений содержаний H₂O, Cl, щелочей, флюидо-мобильных компонентов и присутствии в оливинах микроксенолитов коровых пород.

Работа поддержана грантом РФФИ 18-05-00291а

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арискин А., Э.Г. Конников, Кислов Е.В. Моделирование равновесной кристаллизации ультрамафитов в приложении к проблемам формирования фазовой

- расслоенности Доверенского плутона (Северном Прибайкалье, Россия) // Геохимия. 2003. № 2, С. 113-155.
2. **Балыкин П.А., Лавренчук А.В., Петрова Т.Е.** Формационные типы перидотит-габбровых массивов внутриконтинентальных подвижных поясов, составы исходных расплавов и их эволюционный тренд // Литосфера. 2004. № 4. С. 3-20
 3. **Гирнис А.В.** Равновесие оливин-ортопироксен-расплав как термобарометр для мантийных магм // Петрология. 2003. Т. 11. № 2. С. 115-127
 4. **Гирнис А.В., Соловова И.П.** Петрогенетическая информативность расплавных микровключений в минералах глубинных пород // Геохимия. 1989. № 1. С. 20-28
 5. **Конников Э.Г., Ковязин С.В., Некрасов, Симакин С. Г.** Флюидно-магматическое взаимодействие мантийных магм с породами нижней коры: данные изучения включений в минералах интрузии // Геохимия. 2005. № 10. С. 1027-1046
 6. **Леснов Ф.П.** Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах // В кн. 1. Новосибирск. 2007. Акад. Изд. «Гео». 401 стр.
 7. **Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г.** Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // 2009, Геология и геофизика. 2009. Т. 5. № 12. С. 1293–1334
 8. **Barnes S.-J., Maier W. D., Curl E. A.** Composition of the Marginal Rocks and Sills of the Rustenburg Layered Suite, Bushveld Complex, South Africa: Implications for the Formation of the Platinum-Group Element Deposits // 2010. *Econ. Geol.* v. 105. 1491–1511
 9. **Brey G., Koehler T.** Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // *J. Petrology.* 1990. V. 31. P. 1353–1378
 10. **Danyushevsky L. V., Della-Pasqua F.N., Sokolov S.** Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 138. P. 68-83
 11. **Davies G, Cawthorn RG, Barton JM, Morton M** (1980) Parental magma to the Bushveld Complex. *Nature* 287:33–35
 12. **Davies, G.** The petrogenesis of the peripheral zone of the Rustenburg Layered Suite and associated sills between Harteebestpoort and Buffelspoort Dams Johannesburg: western Bushveld Complex. // PhD thesis. 1982. University of the Witwatersrand. 444 p.
 13. **Eales H. V., Costin G.** Crustally contaminated komatiite: primary source of the chromitites and Marginal, Lower, and Critical Zone magmas in a staging chamber beneath the Bushveld Complex // *Econ. Geology.* 2012. V. 107. P. 645–665.
 14. **Harmer, R.E., and Sharpe, M.R.,** 1985, Field relations and strontium isotope systematics of the Eastern Bushveld Complex // *Econ. Geology.* V. 80. P. 813–837.
 15. **Harmer, R.E., and Sharpe, M.R.,** 1985, Field relations and strontium isotope systematics of the Eastern Bushveld Complex // *Econ. Geol.* v. 80, 813–837
 16. **Holwell D. A., McDonald I., Butler I. B.** Precious metal enrichment in the Platreef, Bushveld Complex, South Africa: evidence from homogenized magmatic sulfide melt inclusions // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2011. V. 161. P.1011–1026
 17. **Kottke-Levin, J.; Gauert, C.; Merkle, R.; Sommer, H.** Pilot study of melt inclusions in chromites of the Merensky Reef reflecting melt compositions at Karee Mine, western Bushveld Complex, South Africa // *SAO/NASA Astrophysics Data System (ADS).* 2008. Abs.t #V21A-2085
 18. **Li C., Ripley E.M., Sarkar A., Shin D., Maier W.D.** Origin of phlogopite-orthopyroxene inclusions in chromites from the Merensky Reef of the Bushveld Complex, South Africa // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2005. V. 150. P. 119-130
 19. **Maier W. D., Barnes S.-J., Karykowski B. T.** A chilled margin of komatiite and

- Mg-rich basaltic andesite in the western Bushveld Complex, South Africa // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2016. V. 171. P. 57-79
20. **Solovova I. P., Ohnenstetter D., and Girnits A. V.** Melt Inclusions in Olivine from the Boninites of New Caledonia: Postentrapment Melt Modification and Estimation of Primary Magma Compositions // *Petrology.* 2012. Vol. 20. No. 6. P. 529–544
 21. **Wang M, Veksler I, Cawthorn G.** Apatite-hosted melt inclusions in the Upper Zone of the Bushveld Complex // *Abs. IMA 2014.* P. 236
 22. **Wilson A. H.** A Chill Sequence to the Bushveld Complex: Insight into the First Stage of Emplacement and Implications for the Parental Magmas // *J. Petrology,* 2012. V. 53. 6. P. 1123-1168.
 23. **Yudovskaya M. A., Naldrett A. J., Woolfe J. A. S., Costin G., J. A. Kinnaird.** Reverse Compositional Zoning in the Uitkomst Chromitites as an Indication of Crystallization in a Magmatic Conduit // *J. Petr.* 2015. V. P. 1-21

Флюидные и расплавные включения в нефелине лопаритового месторождения Ловозерского щелочного массива

Мокрушина О.Д., Мокрушин А.В., Тележкин А.А.

Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты

Абстракт. Ловозерский нефелин-сиенитовый массив на Кольском полуострове является одним из крупнейших расслоенных интрузивов, с которыми связаны гигантские месторождения редких и радиоактивных элементов, таких как Zr, REE, Ti, Nb и Th. В нефелине двух обрабатываемых в настоящее время рудных горизонтов лопаритового месторождения изучены индивидуальные флюидные и флюидсодержащие (расплавные) включения с использованием методов оптической микроскопии, растровой электронной сканирующей микроскопии и микротермометрии. По фазовому составу флюидные включения в большинстве своем являются газовыми, как первичными, так и (преимущественно) вторичными. По результатам криометрического исследования установлено три типа первичных включений. Первый тип – метановые, с температурой гомогенизации -82°C , что соответствует критической температуре чистого CH_4 . Второй тип представлен включениями, содержащими, по-видимому, смесь CH_4 и H_2 , с температурой гомогенизации -120°C . В третьем типе включений при замораживании до -196°C фазовых переходов не наблюдалось. Расплавные включения представлены частично раскристаллизованными вакуолями, состоящими из высоководного стекла, дочерних минеральных фаз и газового пузырька. В ходе проведения термометрических экспериментов при достижении максимальной температуры 600°C полной гомогенизации включений не происходило. Часть изученных включений частично гомогенизируется до двух фаз (газ+жидкость), все дочерние минеральные фазы в них расплавляются. Другая часть включений содержит минеральные фазы, которые при плавлении образуют две несмешивающиеся жидкости и газовый пузырек.

Fluid and melt inclusions in nepheline of loparite deposit of the lovozero alkaline massif

Mokrushina O.D., Mokrushin A.V., Telezhkin A. A.

Geological Institute KSC RAS, Apatity

Abstract. The Lovozero nepheline-syenite massif on the Kola Peninsula is one of the largest of the world's layered peralkaline intrusions with giant deposits of rare and radioactive elements such as Zr, REE, Ti, Nb and Th. Individual fluid and fluid-containing (melt) inclusions in the nepheline of two ore horizons of the currently

exploited loparite deposit have been studied using optical microscopy, scanning electron microscopy and microthermometry. Fluid inclusions of both primary and (mainly) secondary genesis were found, their phase composition is mostly gas. According to the cryometry results three types of primary inclusions were distinguished. The first type has methane composition, with a homogenization temperature of -82°C , which corresponds to the critical temperature of pure CH_4 . The second type with the homogenization temperature of -120°C is represented by inclusions containing, apparently, a mixture of CH_4 and H_2 . In the third type of inclusions no phase transitions were observed during freezing to -196°C . The melt inclusions are represented by partially crystallized vacuoles consisting of high-water glass, daughter mineral phases and a gas bubble. During the thermometric experiments, complete homogenization of inclusions did not occur at a maximum temperature of 600°C . Some of the studied inclusions is partially homogenized to two phases (gas and liquid), all daughter mineral phases are melted in them. Another part of the inclusions with mineral phases during melting forms two immiscible liquids and a gas bubble.

ВВЕДЕНИЕ

В северо-восточной части Фенноскандинавского щита с палеозойским этапом тектономагматической активизации связано образование многофазных щелочных массивов, традиционно относимых к двум сериям: щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами (массивы Ковдор, Турий Мыс, Вуориярви, Африканда, Себлявр и др.) и агпайтовых нефелиновых сиенитов, представленных крупнейшими плутонами Хибин и Ловозера. Важной особенностью щелочных пород региона являются огромные концентрации редкоземельных элементов, Y, Sr, Zr, Hf, Nb, Ta, и Th, которые входят в состав апатита, титанита, перовскита и других акцессориев, либо, если их концентрация в расплавах была достаточно высока, образуют самостоятельные минералы, такие как лопарит, пироклор и эвдиалит, месторождения которые представляют значительный экономический интерес и являются основой горнорудной базы региона. Крупнейшие в России по запасам Nb, Ta и Ln лопаритовые месторождения гг. Кедыквырпахк и Карнасурт расположены в северо-западной части расслоенного комплекса и с 1941 г. разрабатываются подземным рудником «Карнасурт» [2].

ГЕОЛОГИЯ

По данным геофизических исследований Ловозерский массив имеет форму несимметричного лополита. Его верхняя часть представляет собой пластообразную интрузию размером 20×30 км и мощностью около 2 км. Нижняя часть имеет штокообразную форму и смещена к востоку относительно центра пластообразной залежи. Ее сечение имеет размер 12×16 км и прослеживается на глубину более 5 км. Изотопные исследования оценивают возраст ловозерского комплекса в 362 ± 1 млн. лет.

Ловозерский массив слагают следующие серии пород:

1. Останцы щелочных вулканитов и осадочные породы кровли массива.

2. Породы щелочно-ультраосновной серии, которые под породами дифференцированного комплекса луювритов-фойяитов-уртитов на глубине более 2 км образуют относительно крупное интрузивное тело.

3. Породы серии пойкилитовых нефелин-содалитовых сиенитов, сохранившиеся только в нарушенном залегании в виде останцов (и ксенолитов?) среди пород серии луювритов-фойяитов-уртитов.

4. Породы лопаритоносной дифференцированной серии луювритов-фойяитов-уртитов выполняют основной объем кальдеры и имеют максимальную мощность в юго-западной части массива, где они прослеживаются до глубины не менее 8 км.

5. Породы серии эвдиалитовых луювритов образуют субпластовое тело мощностью до нескольких сотен метров, залегающее субсогласно с породами нижележащих луювритов, фойяитов, уртитов.

6. Щелочные сиениты образуют штокообразное тело, диаметром до 5 км в центральной части массива.

Наиболее поздние образования, сопровождавшие магматическую активность в кальдере, представлены роями даек карбонатитов, щелочных пикритов, меланефелинитов, фонолитов, щелочных габброидов, трубками взрыва щелочных пикритов и пикрит-карбонатитов. Поздне- и постмагматические образования в массивах представлены разнообразными щелочными пегматитами и жилами с уникальной редкометалльной минерализацией, которые, как правило, являются фаціальными пегматоидными разновидностями главных породных серий массивов. Наиболее поздние образования пространственно контролируются поздними тектоническими нарушениями [1].

Лопаритовое оруденение Ловозерского массива сосредоточены преимущественно в пределах наиболее крупного, дифференцированного (расслоенного, лопаритоносного) комплекса, сложенного многочисленными (до 200) пологозалегающими, ритмически чередующимися горизонтами (слоями) луювритов, фойяитов и уртитов, которые образуют трех- и

нескольких сантиметров до десятков метров. Кроме указанных преобладающих типов пород, в состав комплекса в подчиненных количествах входят ювиты, ийолиты и малиньиты. Главные породобразующие минералы – нефелин, щелочной (калиево-натриевый) полевой шпат и клинопироксен (в основном, эгирин). Дифференцированный комплекс перекрыт породами эвдиалитоносного комплекса, сложенного разноминеральными эвдиалитовыми луювритами с отдельными пластами фойяитов и ювитов и обособлениями пойкилитовых нефелин-содалитовых сиенитов. Лопарит обычно образует пластовые зоны вкрапленности мощностью 0,5 – 2,5 м, согласные с общей (субгоризонтальной) стратификацией комплекса, в низах трехчленных (уртит, фойяит,

луаврит)пачек, с максимумом по контакту уртитового и нижележащего луавритового слоев. В эвдиалитовом комплексе известен один горизонт лопаритовых ювитов промышленно значимым оруденением и отдельные участки, обогащенные лопаритом [4].

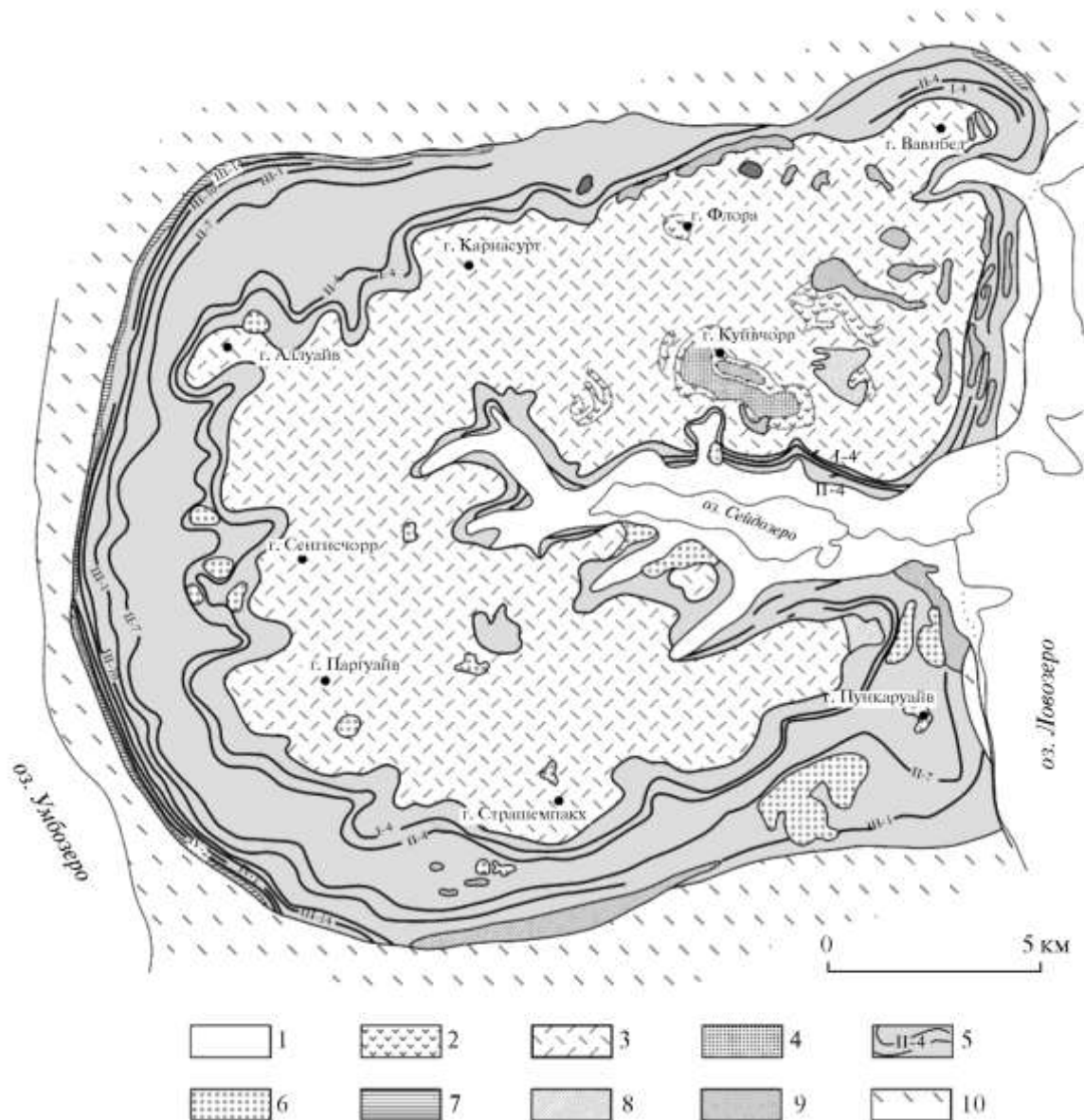


Рис. 1. Схема геологического строения Ловозерского массива

[1]. 1 - четвертичные отложения; 2 - фойяит-луаврит; 3 - эвдиалитовый луаврит, ловозерит-мурманитовый луаврит; 4 - ийолит с апатитом и титанитом; 5 - луаврит, фойяит, уртит в составе дифференцированной серии; 6 - пойкилитовый нефелин-содалитовый сиенит; 7 - пегматоидный фойяит, луаврит, щелочной сиенит приконтактной зоны массива; 8 - фонолит-порфир; 9 - щелочной пикрит, лимбургит; 10 - породы докембрийского фундамента. Римскими цифрами обозначены номера маркирующих горизонтов дифференцированного комплекса.

двухчленные пачки. Мощность отдельных слоев варьирует от
В изученной части разреза дифференцированного комплекса (с первой

по четвертую серию) выявлено 26 рудных горизонтов, из них на сегодняшний день только два ОАО "Севредмет" отрабатывает подземным способом. Это горизонты I-4 и II-4 на участке Карнасурт [5].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для изучения включений в нефелинах пород рудных горизонтов были изготовлены двусторонне полированные пластинки толщиной 500 мкм. Поиск и классификация включений осуществлялись с помощью поляризационного микроскопа AxioPlan 2 imaging (Carl Zeiss) с проходящим и отраженным светом, оснащенного цифровой камерой. Термометрические исследования газовых и частично расплавных включений проводились на измерительном комплексе, состоящем из термокамеры THMSG-600 с измеримым диапазоном температур от -196 до +600 °С (точность данных замораживания и температуры гомогенизации $\pm 0,1$ °С и ± 1 °С, соответственно), микроскопа с набором длиннофокусных объективов, видеокамеры и управляющего компьютера, а так же для закалки образцов расплавных включений применялась муфельная печь. В двусторонне полированных пластинках выделялись расплавные и флюидные включения в минералах. По характеру распределения включений обосновывалась их первичность. Для определения качественного состава прородных и закалочных стекол расплавных включений применялся сканирующий электронный микроскоп LEO 1450 (Carl Zeiss) с энергодисперсионным спектрометром QUANTAX 200 Bruker.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектом настоящего исследования являются флюидные и расплавные включения, находящиеся в нефелине пород рудных горизонтов I-4 (уртитовый) и II-4 (малиньитовый) Ловозерского редкометального месторождения (рудник Карнасурт).

Горизонт I-4 (уртитовый) представляет собой рудный пласт малой мощности, залегающий в нижней части I серии дифференцированного комплекса и прослежен по всему периметру массива на несколько десятков километров. Горизонт сложен в верхней части уртитам, а в нижней – луювритами [5]. В исследовании было изучено 5 образцов с уртитового горизонта, среди них 2 уртита и 3 луюврита.

Горизонт II-4 (малиньитовый) является основным объектом добычи на участке Карнасурт, представляет собой рудный пласт малой мощности, залегающий в лейкократовой зоне дифференцированного комплекса. Горизонт прослежен по всему периметру массива и имеет протяженность более 30 км, сложен в центральной части малиньитовым слоем, в верхней части - уртитам и в нижней части – фойяитами [5]. Всего с малиньитового

горизонта для изучения было отобрано 5 образцов, их них 3 малиньита, 1 фойяит и 1 уртит.

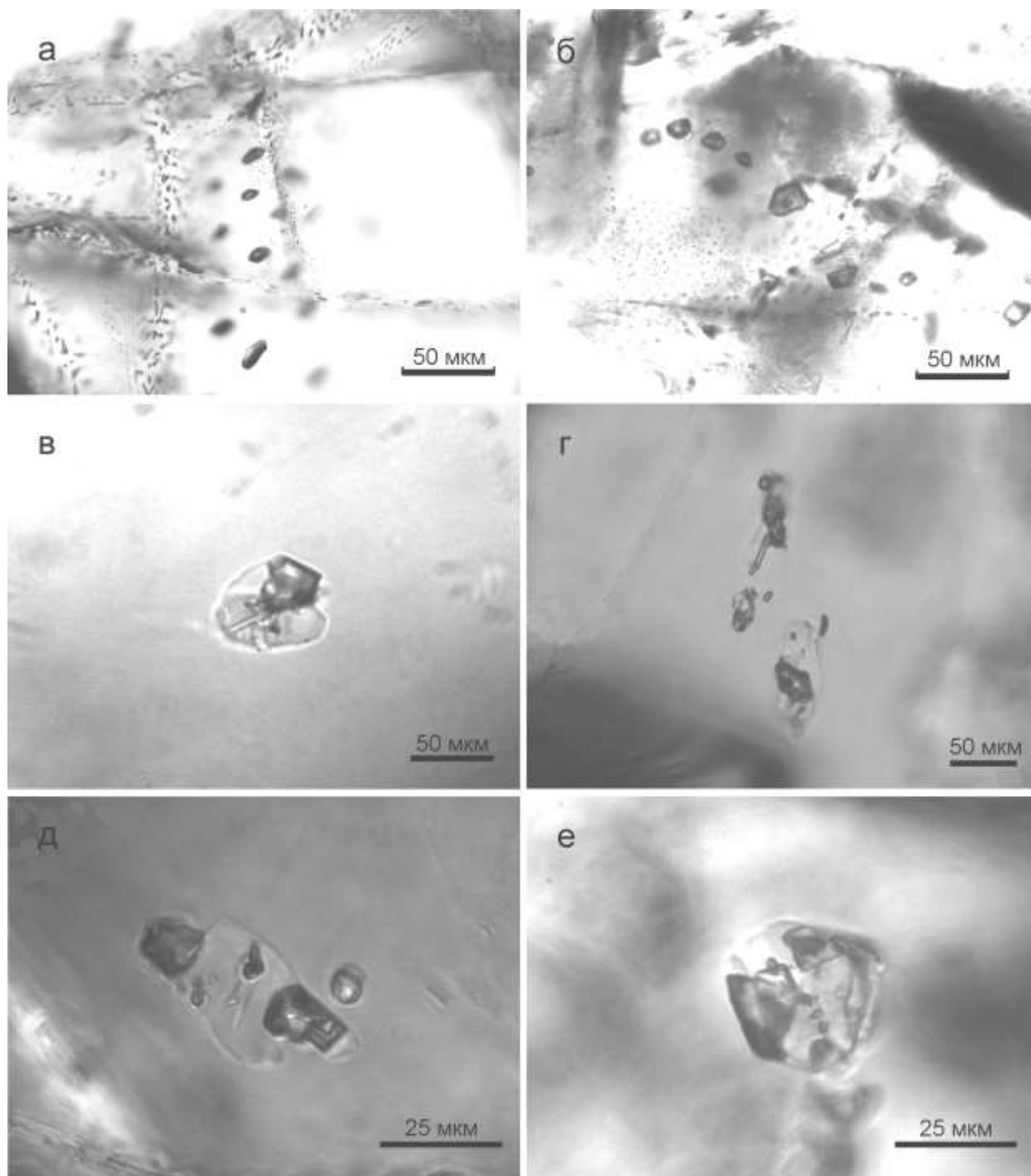


Рис. 2. Включения в нефелине пород рудных горизонтов.

I-4 (уртитовый) и II-4 (малиньитовый): а, б - первичные и вторичные газовые включения в нефелине фойяита гор. II-4 (а) и луаврита гор. I-4 (б); в-е – расплавные включения в нефелине малиньита гор. II-4 (в, д), луаврита гор. I-4 (г), уррита гор. I-4 (е)

Нефелин в изученных образцах обычно встречается в виде незональных

зерен, размером 2-1,5 мм, переполненных мелкими иголками эгирина. Нефелины уртитов, фойяитов и малиньитов обладают совершенным идиоморфизмом, в лувритах нефелин представлен ксеноморфными зернами.

МОРФОЛОГИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ

В нефелине Ловозерского редкометального месторождения нами наблюдались 3 типа включений (рис. 2): 1) первичные газовые, 2) вторичные газовые и газовой-жидкие, 3) первичные расплавные. Первичные газовые включения размером до 40 мкм, слегка вытянутой каплеобразной формы, располагаются одиночно или небольшими группами и не приурочены к каким-либо трещинам. Вторичные включения располагаются отдельными зонами либо цепочками, маркирующими залеченные трещины, как в пределах отдельных зерен нефелина, так и секущих сразу несколько минералов. Размеры, морфология и соотношение фаз вторичных включений чрезвычайно разнообразны. По фазовому составу можно выделить две основные, тесно ассоциирующих друг с другом группы: газовой-жидкие и газовые (рис. 2 а, б).

Первичные расплавные частично раскристаллизованные включения (рис. 2 в-е), можно разделить на два морфологических типа. Первый тип расплавных включений содержит твердое оптически изотропное вещество, в которое погружены дочерние кристаллические фазы и газовый пузырек. Включения данного типа имеют вытянутую неправильную форму со сглаженными углами. Размер варьирует от 5 до 70 мкм. Располагаются внутри зерна нефелина одиночно или небольшими группами.

В группе включения всегда имеют одинаковую ориентировку и фазовый состав, их расположение не связано с трещинами или минеральными включениями в нефелине. Твердое вещество, заполняющее включение имеет более низкий, чем у нефелина, показатель преломления и в проходящем свете прозрачно, определено нами как высокопроводное стекло алюмосиликатного состава [3]. Дочерние кристаллические фазы занимают до 30 % всего объема включения. В одном включении можно наблюдать до 4 отдельных кристалликов. Как правило, это прозрачные и бесцветные или слабо зеленоватые кристаллы в форме ромбов или тонких табличек, вытянутые темноокрашенные палочковидные кристаллы и более мелкие непрозрачные рудные фазы треугольной или игольчатой формы. В скрещенных николях дочерние минералы могут показывать достаточно четко выраженный эффект двупреломления и погасать отдельно от кристалла нефелина. Объем газовой фазы может достигать в среднем 20% всего объема включения. Такой тип расплавных включений встречается во всех изученных образцах, но наиболее характерен для нефелина пород рудного горизонта П-4 (малиньитовый).

Расплавные включения второго типа так же содержат твердое оптически изотропное вещество алюмосиликатного состава, в которое погружены

дочерние кристаллические фазы и жидкую (?) непрозрачную фазу неизвестного состава. Газовый пузырек присутствует во включения не всегда, если он есть, то занимает около 10% от объема включения. Кристалликов дочерних минералов в одном включении можно наблюдать до 6 штук. Это могут быть прозрачные слабо зеленоватые кристаллы в форме ромбов или тонких табличек, вытянутые темно окрашенные палочковидные кристаллы или мелкие непрозрачные рудные фазы треугольной или игольчатой формы. Жидкая фаза может занимать от 10 до 50% объема включения и часто имеет сдавленную искаженную форму. В зернах нефелина включения располагаются одиночно или в составе немногочисленных групп. Включения, входящие в группу имеют одинаковый фазовый состав, но объемная доля жидкой фазы в каждом включении разная, что указывает на гетерогенность захваченного расплава [6]. Наибольшее количество включений второго типа было зафиксировано в нефелине пород рудного горизонта I-4 (уртитовый).

РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРМОМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Термометрические эксперименты проводились только для первичных включений. Для газовых включений с целью определения температур гомогенизации были проведены эксперименты по замораживанию (рис. 3). По результатам криометрического исследования установлено три типа первичных включений. Первый тип – метановые, с температурой гомогенизации -82°C , что соответствует критической температуре чистого CH_4 . Второй тип представлен включениями, содержащими, по-видимому, смесь CH_4 и H_2 , с температурой гомогенизации -120°C . В третьем типе включений при замораживании до -196°C фазовых переходов не наблюдалось. Составы включений с подобными температурами гомогенизаций были определены в работе Дж. Поттер [7].

Для расплавных включений проводились термометрические эксперименты по нагреванию (рис. 4, 5). Ни в одном из опытов полной гомогенизации включений достигнуто не было. Тем не менее в ходе экспериментов была получена интересная информация о фазовых превращениях и поведении включений в целом. Наблюдаемый эксперимент проводился в термокамере до температуры 600°C , далее образцы помещались в муфельную печь для закаливания при температурах от 700 до 850°C с шагом в 50°C .

Включения первого типа частично гомогенизируются до состояния стекло+газовый пузырек при температурах $450-500^{\circ}\text{C}$. При дальнейшем нагреве вплоть до 850°C с включениями размером менее 40 мкм не происходит никаких изменений. Крупные включения размером свыше 50 мкм разгерметизируются при температуре около 750°C . Все дочерние кристаллические фазы плавятся в интервале температур от 300 до 500°C , при

этом газовый пузырь увеличивается в размерах, примерно в 2,5 раза. После снижения температуры до нормальных условий дочерние кристаллические фазы вновь не появляются.

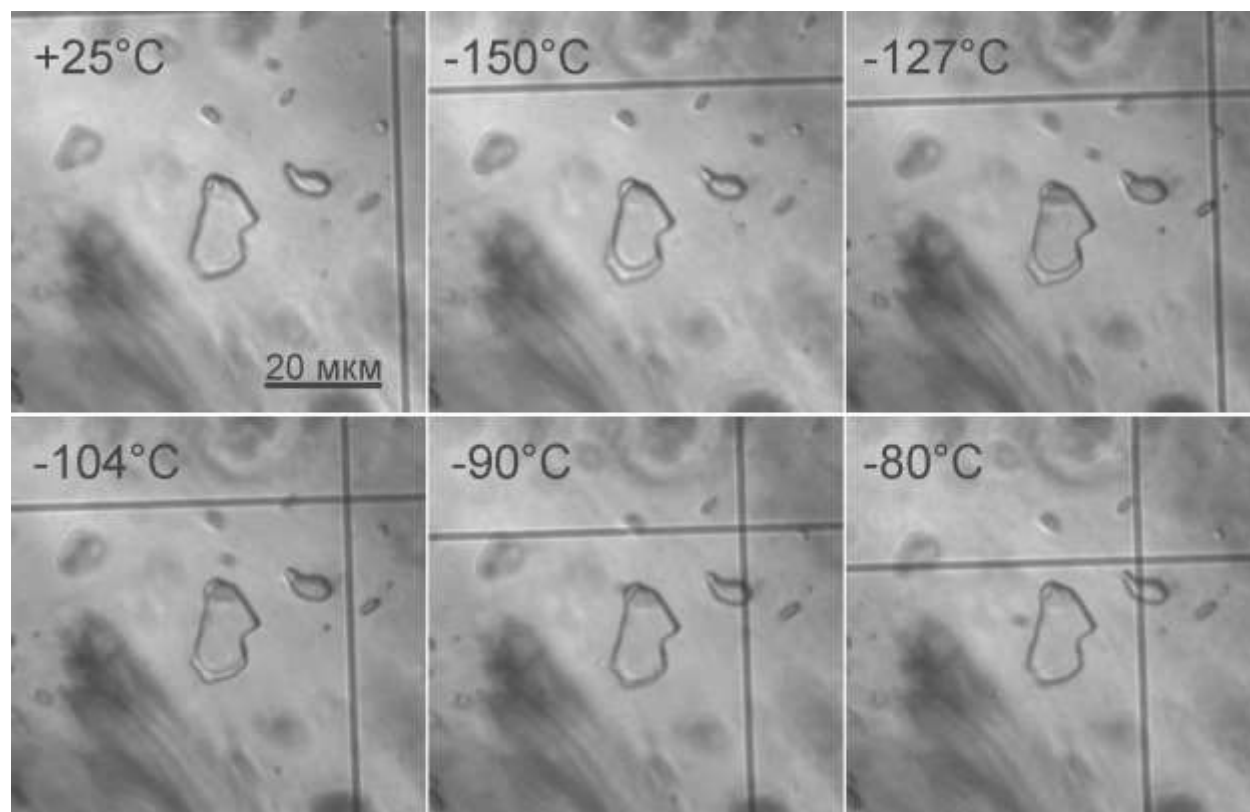


Рис. 3. Ход эксперимента по замораживанию первичного газового включения в нефелине малиньита гор. П-4.

Включения второго типа частично гомогенизируются до состояния стекло+газовый пузырек+непрозрачная глобула, при температурах 550-600°C. При дальнейшем нагревании до 850°C происходит постепенное округление формы глобулы. Дочерние кристаллические фазы плавятся в интервале температур от 350 до 600°C. Иногда внутри глобулы во время эксперимента можно наблюдать некоторую реорганизацию, например, может сформироваться и затем исчезнуть пузырек (рис. 4). В некоторых случаях можно наблюдать, как сама глобула может разделиться на несколько частей округлой формы. После снижения температуры до нормальных условий дочерние кристаллические фазы вновь не появляются, глобула сохраняет форму и вид приобретенные в ходе эксперимента.

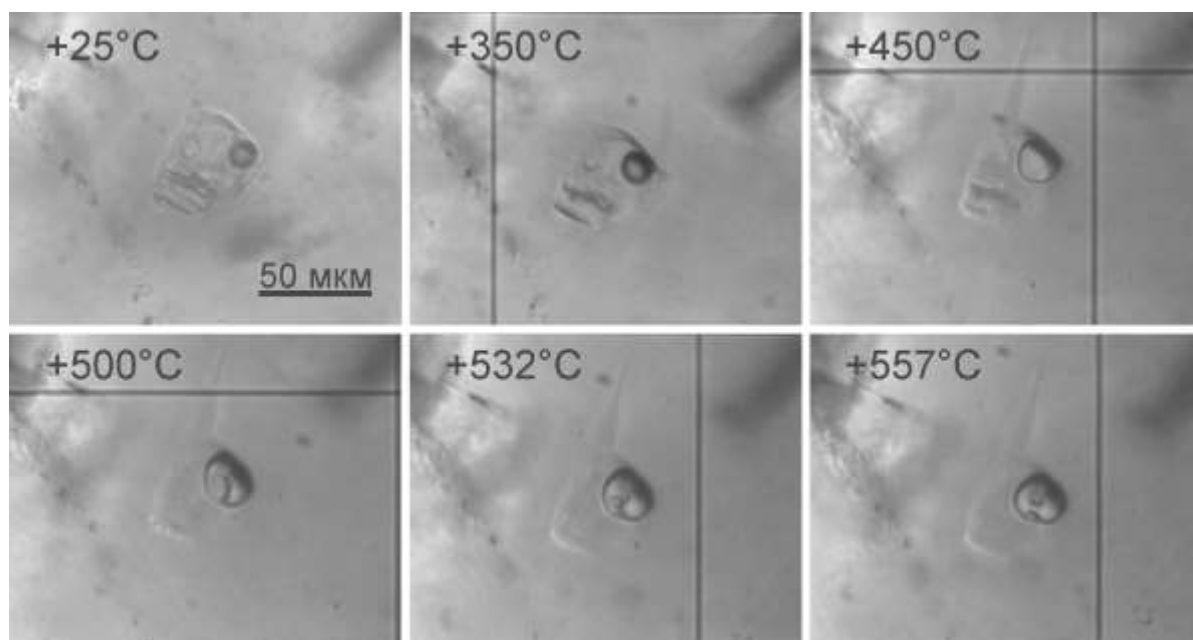


Рис. 4. Ход эксперимента по нагреванию расплавленного включения в нефелине уррита гор. I-4.

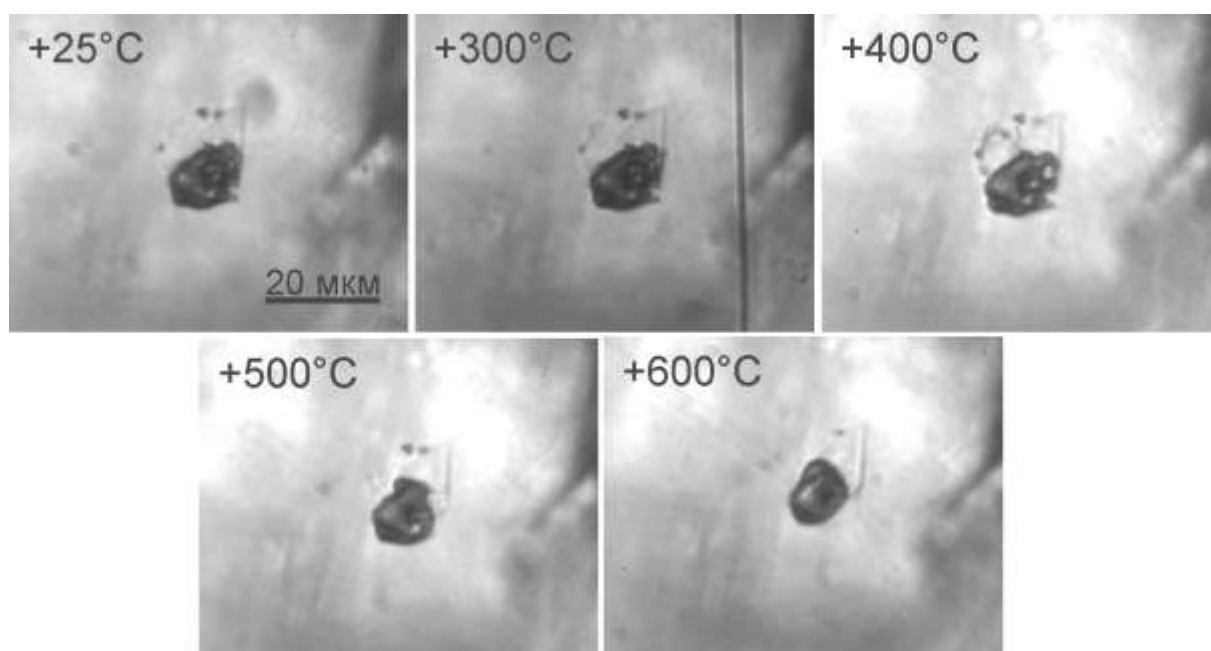


Рис. 5. Ход эксперимента по нагреванию расплавленного включения в нефелине малиньита гор. II-4

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате комплексных оптических и термокриометрических исследований флюидных и расплавленных включений в нефелине рудных горизонтов I-4 (уртитовый) и II-4 (малиньитовый) Ловозерского редкометального месторождения (рудник Карнасурт) были установлены 3

типа газовых и 2 типа расплавных включений. Газовые включения чётко отличаются по температуре гомогенизации: 1 тип ($T_{гом} = -82^{\circ}\text{C}$) – метановые включения; 2 тип ($T_{гом} = -120^{\circ}\text{C}$) - включения, содержащие смесь CH_4 и H_2 ; 3 тип – фазовых переходов не наблюдалось при замораживании до -196°C . Разделение на два типа расплавных включений обусловлено наличием во втором типе жидкой непрозрачной глобулы, которая не гомогенизируется при нагреве до 850°C . Данный тип включений преимущественно распространён в породах рудного горизонта I-4 (уртитовый) и представляет интерес для дальнейшего исследования с целью выяснения состава расплавных включений, а также термометрических исследований в более высоких диапазонах температур.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Жирова А.М., Глазнев В.Н.** Модель формирования Хибино-Ловозерского рудоносного вулcano-плутонического комплекса // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 5. С. 397–414.
2. **Базай А.В., Горяинов П.М., Елизарова И.Р., Иванюк Г.Ю., Калашников А.О., Коноплёва Н.Г., Михайлова Ю.А., Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н.** Новые данные о редкоземельном потенциале Мурманской области // Вестник Кольского научного центра РАН. 2014. № 4(19). С. 50-65
3. **Мокрушина О.Д., Шарыгин В.В.** Флюидные включения в нефелине лопаритового месторождения Ловозерского щелочного массива // Материалы XVIII Всероссийской конференции по термобарогеохимии (24-28 сентября 2018 г., Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Москва). С. 82-84.
4. **Нивин В.А.** Газовые компоненты в магматических породах : геохимические, минерагенические и экологические аспекты и следствия на примере интрузивных комплексов Кольской провинции: дис. д.г.-м.н.: 25.00.09. ГИ КНЦ РАН. Апатиты. 2013. 354 с.
5. **Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В.** Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2002. 359 с.
6. **Рёддер Э.** Флюидные включения в минералах. М.: Мир. 1987. 558 с.
7. **Potter J., Rankin A.H., Treloar P.J.** Abiogenic Fischer-Tropsch synthesis of hydrocarbons in alkaline igneous rocks; fluid inclusion, textural and isotopic evidence from the Lovozero complex, N.W. Russia // Lithos. 2004. V. 75. P. 311–330.

Кристаллохимические особенности редких и сложных силикатов из чароитовых пород Маломурунского вулcano-плутонического щелочного комплекса

Канева Е.В.¹, Владыкин Н.В.¹, Радомская Т.А.¹, Шендрик Р.Ю.¹, Суворова Л.Ф.¹, Митичкин М.А.¹, Mesto E.²

¹*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск*

²*Università degli Studi di Bari, Bari (Italy)*

Абстракт. В статье обобщены имеющиеся кристаллохимические данные и представлены новые результаты исследования особенностей химического состава и кристаллической структуры ряда редких и сложных силикатов, найденных в породах массива Малый Мурун – восточная часть вулcano-плутонического щелочного комплекса Мурун. Мурунский комплекс является крупнейшим в мире массивом щелочных калий-обогащенных пород, он расположен на юго-западном крае Алданского щита, на границе Якутии и Иркутской области. В работе представлены описания кристаллохимических особенностей тинаксита и токкоита – силикатов с гибридным тетраэдрическим радикалом в структуре, нарсарсукита, агреллита и мизерита, содержащих в своих структурах трубчатые кремнекислородные анионы, нового минерала на Мурунском массиве – карлтонита с двойными тетраэдрическими слоями и, наконец, одного из самых сложных минералов, чароита, который характеризуется наличием трёх типов кремнекислородных радикалов в своей кристаллической структуре.

Ключевые слова: *Мурунский массив, чароититы, кристаллохимия, тинаксит, токкоит, нарсарсукит, агреллит, мизерит, карлтонит, чароит*

CRYSTAL-CHEMICAL FEATURES OF RARE AND COMPLEX SILICATES FROM CHAROITITIC ROCKS OF THE VOLCANO-PLUTONIC ALKALINE MALYY MURUN MASSIF

Kaneva E.V.¹, Vladykin N.V.¹, Radomskaya T.A.¹, Shendrik R.Yu.¹, Suvorova L.F.¹, Mitichkin M.A.¹, Mesto E.²

¹*Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk (Russia)*

²*Università degli Studi di Bari, Bari (Italy)*

Abstract The paper summarizes the available crystal-chemical data and presents new results of studying the chemical composition and crystal structure of a number

of rare and complex silicates found out in the rocks of the Malyy Murun massif. It is the eastern part of the Murun volcano-plutonic alkaline complex. The Murun complex is the world's largest deposit of alkaline potassium-enriched rocks, it is located on the southwestern edge of the Aldan shield, on the border of Yakutia and the Irkutsk region. The paper presents descriptions of the crystal-chemical features of tinaksite and tokkoite, silicates with a hybrid tetrahedral radical in the structure, narsarsukite, agrellite and miserite containing tubular silicon-oxygen anions in their structures, a new mineral on the Murun massif - carletonite with double tetrahedral layers, and complex mineral, charoite, which is characterized by the presence of three types of silicon-oxygen radicals in its crystal structure.

Keywords: *Murun massif, charoites, crystal chemistry, tinaksite, tokkoite, narsarsukite, agrellite, miserite, carletonite, charoite*

ВВЕДЕНИЕ

Начиная с 1960-х годов целый ряд новых минералов, обладающих необычным составом и кристаллической структурой, был открыт на Мурунском массиве. Особое географическое расположение и труднодоступность Мурунского массива до настоящего времени не позволяют произвести всестороннее и систематическое изучение его минерализации. Всё еще существует много открытых вопросов, связанных со структурными свойствами и корреляциями между особенностями структур и химическими составами минералов. Выбор группы редких и сложных силикатов щелочных пород Малого Муруна в качестве объекта структурного и кристаллохимического исследования продиктован тем, что, хотя структуры многих из этих минеральных видов уже были определены, предыдущие исследования проводились на образцах из других месторождений и/или не включали в себя полные и/или основанные на современных знаниях и технологиях структурные описания.

В настоящей работе приводится обзор кристаллохимических особенностей некоторых редких и сложных силикатов в свете новых полученных авторами данных.

По типу и сложности сочленения $[\text{SiO}_4]$ -тетраэдров в структуре рассматриваемые здесь минералы можно подразделить на следующие группы: 1) силикаты с гибридными тетраэдрическими радикалами, 2) силикаты с трубчатыми тетраэдрическими радикалами, 3) с двойными тетраэдрическими слоями и 4) с несколькими типами тетраэдрических радикалов в структуре.

СИЛИКАТЫ С ГИБРИДНЫМИ ТЕТРАЭДРИЧЕСКИМИ РАДИКАЛАМИ

Тинаксит, $\text{K}_2\text{Ca}_2\text{NaTi}(\text{Si}_7\text{O}_{18}\text{OH})\text{O}$, и токкоит, $\text{K}_2\text{Ca}_4(\text{Si}_7\text{O}_{18}\text{OH})(\text{OH},\text{F})$, встречаются в чароититах Мурунского массива (от аксессуарных количеств до почти 100% в случае тинаксита). Тинаксит часто образует радиально-

лучистые агрегаты или розетковидные скопления, ассоциирует с калиевым полевым шпатом, эгирином, кварцем, канаситом, ксонотлитом и рядом редких минералов. Цвет минерала ярко коричневый до красно-оранжевого. Минерал был впервые описан в 1965 г. Роговым с соавторами [1]. Фон Биссерт [2] провел расшифровку, а Рождественская и соавторы [3] уточнение кристаллической структуры тинаксита из Мурунского массива. Тинаскит был также обнаружен на месторождении Росвумчорр (Хибинский массив), где он встречается в пегматитах, залегающих в риччорритах и уртитах [4].

Токкоит имеет светло-коричневый, серебристо-коричневый или желтоватый цвет, он кристаллизуется в виде радиальных агрегатов в ассоциации с чароитом, тинакситом, мизеритом, эгирином и К-полевым шпатом. Минерал был впервые описан Лазебником с соавторами в 1986 г. [5], а кристаллическая структура была расшифрована в 1989 г. Рождественской с соавторами [6].

Описание кристаллохимических особенностей изоструктурных токкоита и тинаксита стоит начать с цепочек волластонитового ($[\text{Si}_3\text{O}_9]$) и власовитового ($[\text{Si}_4\text{O}_{11}]$) типа. Их конденсация приводит к особому расположению тетраэдров вдоль оси c с образованием четырех- и восьмичленных колец (Рис. 1). Такой радикал называется гибридным и имеет состав $[\text{Si}_7\text{O}_{18}\text{OH}]^{9-}$. Одна из позиций атомов калия, сидящего в полостях структуры, в обоих минералах расщепляется на несколько разных положений. Ленты из катион-центрированных полиэдров связаны между собой через общие вершины, формируя слои. Силикатные радикалы и слой многогранников соединяются, образуя гетерогенный каркас структуры минералов

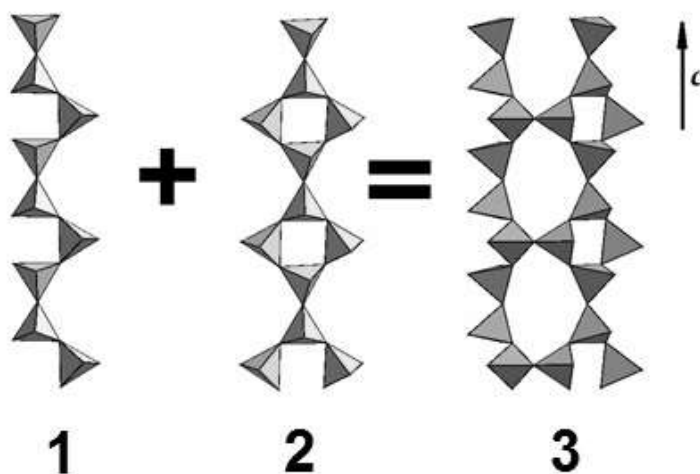


Рис. 1. Гибридный тетраэдрический радикал (3) в структуре тинаксита и токкоита как результат конденсации волластонитовой (1) и власовитовой (2) цепочек.

Недавно проведенные детальные исследования [7] позволили получить новое представление о кристаллохимии тинаксита и токкоита. Сравнение

геометрических параметров показывает существенное сходство между двумя структурами. Усредненные параметры элементарной ячейки для тинаксита (пространственная группа $P\bar{1}$): $a \approx 10.373$, $b \approx 12.176$, $c \approx 7.057$ Å, $\alpha \approx 90.82^\circ$, $\beta \approx 99.22^\circ$, $\gamma \approx 92.80^\circ$, $V \approx 878.5$ Å³; для токкоита ($P\bar{1}$): $a \approx 10.423$, $b \approx 12.477$, $c \approx 7.112$ Å, $\alpha \approx 89.92^\circ$, $\beta \approx 99.68^\circ$, $\gamma \approx 92.97^\circ$, $V \approx 910.5$ Å³ [7].

Вывод структурных формул для токкоита и тинаксита является сложной задачей из-за присутствия нескольких атомов, занимающих различные катионные позиции, атомов с переменной валентностью и координационным числом (Fe, Ti) и небольшого количества редкоземельных элементов. 6- и 7-координированные позиции атомов имеют довольно разнообразный химический состав. Формулы были определены на основе Si=7 атомов в формульной единице путем комбинирования результатов электронного микросондового анализа, мессбауэровских данных и уточнения кристаллической структуры. Сосредоточив внимание на октаэдрических участках, предполагалось, что в токкоите при большей химической неоднородности может Fe, помимо двух степеней окисления, может иметь и несколько структурных положений, таким образом, и более сложный мессбауэровский спектр по отношению к тинакситу. Результаты мессбауэровского анализа показали, что Fe²⁺ является основным состоянием окисления железа в обоих минералах (Fe²⁺ = 60.0(6) % в токкоите и 87.2(4) % в тинаксите). Спектры говорят о нахождении Fe²⁺ и Fe³⁺ в октаэдрической координации, при этом у токкоита были обнаружены две различные локальные среды Fe²⁺. Атомы Ca в токкоите распределены по всем доступным октаэдрическим позициям, тогда как в тинаксите атомы Ca занимают только октаэдры M3 и M4.

Структурные формулы токкоита и тинаксита, $K_{1.95}(Ca_{0.39}Ti_{0.22}Fe^{2+}_{0.11}Fe^{3+}_{0.10}Mg_{0.17})(Ca_{0.77}Na_{0.23})(Ca_{0.96}Fe^{2+}_{0.04})(Ca_{0.94}Mn_{0.06})(F_{0.72}O_{0.24}(OH)_{0.04})[Si_7O_{18}(OH)]$ и $K_{2.01}(Ti_{0.81}Fe^{2+}_{0.12}Fe^{3+}_{0.02}Mg_{0.05}Mn_{0.01})(Na_{0.86}Ca_{0.14})(Ca_{0.97}Mg_{0.03})(Ca_{0.92}Mn_{0.09})(O_{0.81}OH_{0.19})[Si_7O_{18}(OH)]$, соответственно, отличаются, главным образом, составом анионных позиций M1, M2 и позиции O20. Исходя из идеальной формулы токкоита, $K_2Ca_4(Si_7O_{18}OH)(OH,F)$, реакции замещения $2Ca^{2+}_{(M1+M2)} + (F,OH)^-_{(O20)} \leftrightarrow Ti^{4+}_{(M1)} + Na^+_{(M2)} + O^{2-}_{(O20)}$ приводит к идеальной формуле тинаксита $K_2Ca_2NaTi(Si_7O_{18}OH)O$, как ранее сообщалось Рождественской и Никишовой [8]. Геометрические особенности, прежде всего, разница в параметрах элементарных ячеек и искажение полиэдров, указывают на локальное напряжение в структуре, в основном по отношению к позиции M1. В частности, замещение Ti атомами Ca в M1 подразумевает расширение полиэдрического слоя, что влияет на расстояния между катионами и деформацию угла связи, и что приводит к увеличению параметров элементарной ячейки, в основном вдоль оси b . В заключение, химический состав M1 и O20 может влиять на сильные геометрические искажения, не

вызывая при этом разрушения структуры. Поэтому M1 и O20 играют основную роль в кристаллохимии и, возможно, внося ограничения в существование твердого раствора между тинакситом и токкоитом [7].

СИЛИКАТЫ С ТРУБЧАТЫМИ ТЕТРАЭДРИЧЕСКИМИ РАДИКАЛАМИ. НАРСАРУКИТ

Нарсарсукиит не является очень редким силикатом - на сегодняшний день известно около 15 районов его нахождения, однако минерал обладает некоторыми интересными особенностями кристаллической структуры. Нарсарсукиит входит в группу микропористых титаносиликатов с трубчатыми цепочками тетрагонального сечения [9, 10, 11].

Нарсарсукиит, $\text{Na}_4\text{Ti}_2(\text{Si}_8\text{O}_{20})\text{O}_2$, получил свое название по месторождению Нарсарсук, Гренландия, где он был впервые описан Флинком [12]. Гёснер и Штрунц впервые изучили минерал рентгеновским методом [13], впоследствии Воррен и Амберг [14] получили структурную модель. В 1959 году было открыто второе месторождение нарсарсукиита близ Сэйдж Крик в Монтане [15]. Пятенко и Пудовкина опубликовали заметку, в которой структура нарсарсукиита из Ловозерского массива (Россия) была описана лучше: $R = 13\%$ [16]. Статья, содержащая структурную модель нарсарсукиита с использованием образца, аналогичного используемому в работе Стюарта [15], но с более точными данными ($R = 8\%$), была издана в 1962 году [17]. В 1991 г. Вагнер с соавторами [18] сообщили о нарсарсукиите с высоким содержанием Zr (до 5.7 вес% ZrO_2) из ультращелочных пород (комендитов) массива Сирва, Марокко. Кроме этого, они подтвердили преобладание Fe^{3+} над Fe^{2+} в октаэдрических позициях для образцов нарсарсукиита из Нарсарсука и Монтаны. Принимая во внимание результаты мессбауэровских исследований, они предложили рассчитывать общую формулу нарсарсукиита, принимая всё железо за Fe^{3+} .

Рид [19] показал, что в структуре нарсарсукиита протекают следующие изоморфные замещения: $2\text{Ti}^{4+} \leftrightarrow (\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Y})^{3+} + \text{Nb}^{5+}$ и $\text{Ti}^{4+} + \text{O}^{2-} \leftrightarrow (\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Y})^{3+} + \text{F}^-$. Содержание F возрастает с увеличением количества Fe. Наблюдаемое соотношение можно подтвердить при просчете баланса зарядов [18].

Нарсарсукиит обладает медово-желтой до лимонно-желтой, красновато-коричневой, коричневатой-серой, желто-коричневой, розовой, иногда зональной окраской; минерал прозрачный до просвечивающего.

На Мурунском массиве нарсарсукиит был найден в районе «Кедровый», где он ассоциирует с эгирином, микроклином, кальсилитом, лампрофиллитом, таусонитом, магнетитом и биотитом. Кристаллизуется минерал в виде мелкозернистых или радиально-лучистых агрегатов и сферолитов.

Минерал тетрагональной сингонии (пространственная группа $I4/m$), имеет следующие параметры элементарной ячейки: $a \approx 10.72$, $c \approx 7.95 \text{ \AA}$, $V =$

913.4 Å³. Кристаллохимическая формула для мурунского нарсарсукита выглядит следующим образом: $\text{Na}_{1.99}\text{K}_{0.01}(\text{Ti}_{0.74}\text{Fe}^{3+}_{0.21}\text{V}_{0.01}\text{Mg}_{0.01}\text{Zr}_{0.01}\text{Al}_{0.01})[\text{Si}_4(\text{O}_{10.73}\text{F}_{0.23}\text{OH}_{0.04})]$ [20]. Баланс зарядов в формуле достигается путем замещения группами OH^- анионов O^{2-} , что согласуется с данными [18], где наличие групп OH^- в нарсарсуките обсуждается более подробно. Содержание Fe и F варьирует от 3.84 до 4.5% и от 0.95 до 1.12%, соответственно. Мурунский нарсарсукит является промежуточным членом Ti-Fe нарсарсукитовой серии (Рис. 2), а его химический состав наиболее близок к нарсарсукиту-I из Ловозерского массива, Россия [21].

На ИК спектре мурунского нарсарсукита не наблюдается полос, соответствующих поглощению водорода [20]. Подобные особенности, указывающие на его безводный состав, были описаны для нарсарсукского Zr-содержащего нарсарсукита (образец 21739 в работе [18]). Тем не менее, те же авторы также описывали квебекский и нарсарсукский Zr-содержащий нарсарсукит, которые имели высокоинтенсивные полосы при 3550, 3478, 3416 и 3235 cm^{-1} , которые были приписаны валентным колебаниям молекул воды, расположенным в натриевых полостях.

Нарсарсукит может быть описан как микропористый каркасный силикат со структурой на основе лент, состоящих из колец Si_4O_{12} , соединенных со связанными по вершинам октаэдрами $(\text{Ti},\text{Fe})\text{O}_6$ ([9]). Пикор и Бёргер [17] считали Si–O цепочку в структуре нарсарсукита результатом полимеризации колец $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]^{4-}$. Позже Соколова и Хоторн [25] предложили считать структурной единицей двойное кольцо состава $[\text{Si}_8\text{O}_{20}]^{8-}$ по периоду повторяемости c . По классификации Либау [26] тетраэдрический каркас нарсарсукита может быть представлен как неразветвленный двойной цепочечный силикатный радикал, его цепочки $[\text{Si}_8\text{O}_{20}]^{8-}$ состоят из последовательно связанных друг с другом $[\text{Si}_4\text{O}_{12}]^{8-}$ колец, простирающихся вдоль направления c , образуя при этом трубки.

Октаэдры (Ti,Fe) соединяются между собой по двум вершинам, формируя цепочку с составом $[\text{Ti},\text{FeO}_5]^{6-}$, лежащую вдоль направления c . Для вытянутой цепочки в нарсарсукитовой структуре, идеальное значение угла Ti–O–Ti составляет 180°. Подобная цепь является строительной единицей в структуре перовскита CaTiO_3 [27].

Каждая цепочка $[\text{TiFeO}_5]^{6-}$ в структуре нарсарсукита связана с четырьмя цепочками $[\text{Si}_8\text{O}_{20}]^{8-}$, а каждая цепочка $[\text{Si}_8\text{O}_{20}]^{8-}$ присоединяется к четырём цепочкам $[\text{TiFeO}_5]^{6-}$. В интерстициях каркаса, т.е. пустотах, образованных двумя $[\text{TiFeO}_5]^{6-}$ и двумя $[\text{Si}_8\text{O}_{20}]^{8-}$ цепочками, располагаются координированные семью атомами кислорода Na-ионы.

Позиция Ti в структуре минерала расщеплена на два положения: Ti1 и Fe1 при $\text{Ti1-Fe1} \approx 0.37$ Å. Позиция Ti1, вероятнее всего, заселена на ~ 0.74 Ti^{4+} при $\langle \text{Ti1-O} \rangle = 1.996$ Å, а позиция Fe1 заселена на 0.22 Fe^{3+} и небольшим количеством Na, Mg, V, Zr при $\langle \text{Fe1-O} \rangle = 1.973$ Å. Октаэдр Ti1 является

сильно искаженным, тогда как Fe1 – более правильный [20]. Интерстициальная позиция Na полностью заселена ионами Na⁺ и расщеплена на два положения, при их заселенности ≈ 0.93 и ≈ 0.08, соответственно.

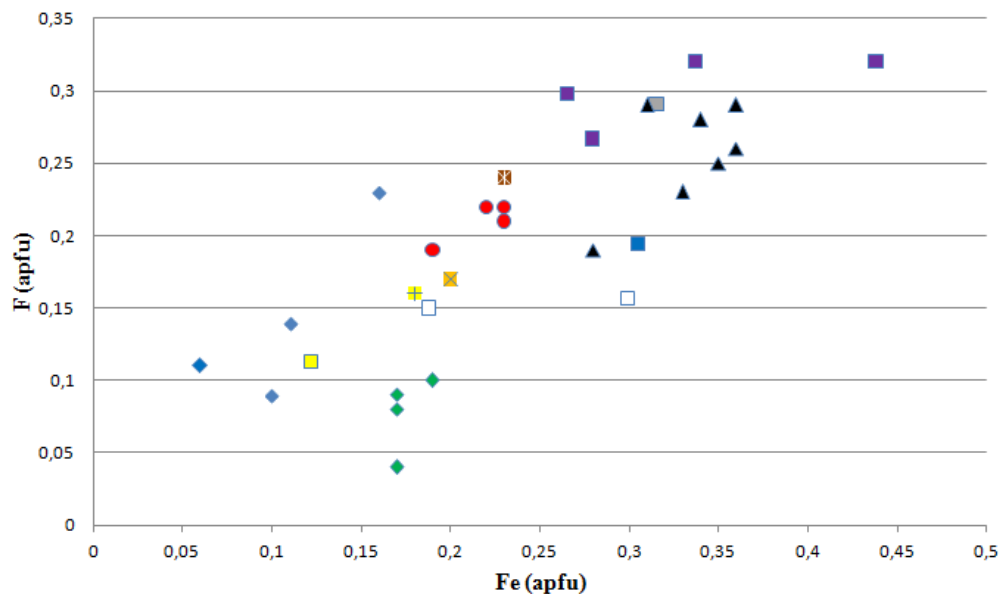


Рис 2. Атомное количество F по отношению к Fe (атомы на формульную единицу) в нарсарсуците из Мурунского массива (красные кружки), по сравнению с нарсарсуцитом из Монтаны по [22], представленные желтыми значками ‘+’; из Ингдлуталика, [23] - оранжевые ‘×’; [18] – □, образцы из Квебека окрашены в синий цвет, из Марокко – в белый, из Монтаны – в желтый, из Нигера – в серый, из Нарсарсука – в фиолетовый; [19] – ◇, образцы из Квебека окрашены в синий цвет, из Новой Зеландии – в зеленый; с нарсарсуцитом из Ловозеро, [21] – коричневые значки в форме звездочки; и с нарсарсуцитом из Стрейндж Лейк, [24] – черные Δ.

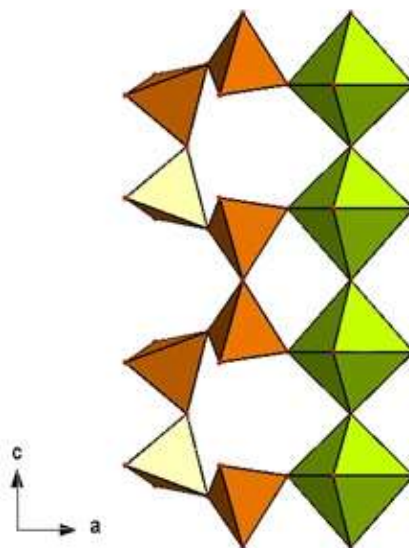


Рис. 3. Соединение между собой колец $[Si_8O_{20}]^{8-}$ и октаэдров $[(Ti,Fe)O_5]$ в структуре нарсарсуquita

АГРЕЛЛИТ

Агреллит, $\text{NaCa}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}\text{F}$ - редкий минерал, впервые обнаруженный в провинции Квебек (Канада) в региональных метаморфических щелочных породах в качестве порообразующего минерала [28]. Кроме того, агреллит был найден в двух геологических участках по юго-восточной периферии Мурунского массива, Россия [29]: 1) в бассейне ручья Даван и 2) в 5 км к юго-востоку от этого участка в истоках реки Торго. В парагенезисе с агреллитом могут встречаться следующие минералы: эгирин, К-полевоый шпат, альбит, кварц, щелочной амфибол. Иногда могут преобладать флюорит, пектолит, мизерит, федорит, эвдиалит, вадеит; кальцит, доломит, сфен, апатит, циркон, нарсарсукит, розенбушит, стронцианит, пирит, галенит, сфалерит, торостенструпин также могут с ним ассоциировать.

Агреллит также упоминается как редкая находка на горе Карнасурт Ловозерского массива, Россия [30] и в плутоне Уосо, Висконсин, США [31]. Кроме того, в литературе кратко сообщалось о присутствии агреллита на массиве Дара-й-Пиоз (Таджикистан) [32, 33].

Триклинная симметрия, пространственная группа $P\bar{1}$ и приблизительные значения размера элементарной ячейки впервые были опубликованы в работе Гиттинса с соавторами [28], применивших фотографический метод для изучения канадского образца. Кристаллическая структура была решена в 1979 году с использованием минерала из Квебека [34]. Рождественская и соавторы в 1998 году опубликовали результаты порошковой рентгеновской дифракции стронциевого агреллита из Якутских чароититов (Мурунский массив) [35], и примерно в то же время были опубликованы данные монокристалльного рентгеновского исследования [36]. Авторами была обнаружена разница в расположении силикатно-натриевых слоев в кристаллической структуре российского и канадского агреллита. Российский [29, 36] и канадский [28, 34] агреллиты также различаются по своему химическому составу, но имеют близкие параметры элементарной ячейки. По данным Рождественской и Никишовой (Рождественская и Никишова, 1998), атомы кальция в агреллите из Мурунского массива частично замещены стронцием. В агреллите из Квебека (Канада) редкоземельные элементы замещают Ca [34]. Упрощенные формулы агреллитов: $\text{Na}(\text{Ca}_{1.75}\text{Sr}_{0.16})(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{F},(\text{OH}))$ [36] и $\text{Na}(\text{Ca}_{1.91}\text{REE}_{0.10})(\text{Si}_4\text{O}_{10})\text{F}$ [34], соответственно.

Авторами статьи был описан агреллит, найденный в жиле в ассоциации с федоритом на участке Кедровом Маломурунского массива. Минерал обнаружен в виде удлиненных серовато-белых кристаллов размером до 5 см, а по результатам исследования он отличается от описанного ранее в литературе Мурунского агреллита [29, 36]. Формула исследуемого минерала, рассчитанная на основе 4 атомов кремния на формульную единицу, выглядит следующим образом:

$(\text{Na}_{0.99}\text{K}_{0.01})(\text{Ca}_{1.94}\text{Sr}_{0.03}\text{Na}_{0.02}(\text{Mn,Fe})_{0.01})[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{F}_{0.96}\text{OH}_{0.04})$. Таким образом, упрощенной формулой исследуемого агреллита является: $\text{NaCa}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}]\text{F}$, REE (редкоземельные элементы) и Sr присутствуют в структуре в незначительных количествах ($\leq 0,04$ атомов на формульную единицу). Поэтому нельзя причислить данный агреллит к одному из ранее описанных разновидностей - REE-агреллит [28, 34] или Sr-агреллит [29, 35, 36].

Минерал кристаллизуется в триклинной сингонии (пространственная группа $P\bar{1}$). Параметры элементарной ячейки: $a = 7.7628(1)$, $b = 18.9505(4)$, $c = 6.9847(1)$ Å, $\alpha = 89.774(1)^\circ$, $\beta = 116.581(1)^\circ$, $\gamma = 94.311(1)^\circ$, $V = 915.80(3)$ Å³.

Агреллит относится к особой группе силикатов - иносиликатов. Кристаллическая структура характеризуется наличием силикатных трубок, состоящих из двух centrosymmetrically связанных одиночных силикатных цепочек. Каждая отдельная цепочка образована четырехчленными тетраэдрическими кольцами, подобными власовитовой цепочке состава $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]$ [37]. Эти кольца через свои вершины объединяются в цепочки, вытянутые вдоль оси c . Две соседние centrosymmetrically связанные власовитые цепочки соединяются посредством атома кислорода, в результате чего образуется силикатная трубка состава $[\text{Si}_8\text{O}_{20}]$. Каждая трубка содержит два разных восьмичленных тетраэдрических кольца, которые имеют четыре общих тетраэдра, а её диаметр определяется шестичленным кольцом. Восьмичленное кольцо присоединяется к полиэдрам кальция.

В структуре содержатся две кристаллографически различные силикатные трубки (А и В), простирающиеся параллельно оси c , их конфигурации лишь незначительно отличаются друг от друга. Изолированные кремнекислородные трубки связаны со слоями общих Са-полиэдров (Са(1А), Са(1В), Са(2А) и Са(2В)). Атомы Na(А) и Na(В) расположены внутри восьмичленных колец.

В работах Рождественской [35, 36] сравнение кристаллических структур Sr-агреллита из России и РЗЭ-содержащего агреллита из Канады выявило различия в относительном положении слоев силикатных туннелей и связанных с ними катионов натрия, что указывает на проявление явлений политипизма в этом минерале [8, 35, 36]. При одинаковом положении слоев полиэдров кальция политипы отличаются смещением одного силикатного слоя относительно другого примерно на $1/2$ смещения вдоль оси c .

Кристаллическая структура исследуемого авторами образца мурунского агреллита соответствует модели, предложенной в работе Гозэ и Вана 1979 г. [34]. Взаимное расположение силикатных трубок А и В соответствует структуре REE-агреллита.

Атомы кислорода силикатных трубок и атомы F расположены в вершинах полиэдров кальция. Рождественская и Никишова в 1998 [36] сообщали, что атомы Са(1А) и Са(2В) располагаются в семивершинных многогранниках, а Са(2А) и Са(1В) октаэдрически координированы.

Согласно Гозэ и Вану [34] Ca(1A) и Ca(2B) являются 8-координированными нерегулярными многогранниками, окруженными шестью атомами O и двумя F, в то время как Ca(2A) и Ca(1B) октаэдрически координированы атомами O. Все изоморфные замещения, в большей степени кальция на стронций или редкоземельные элементы, происходят именно в позициях Ca(1A) и Ca(2B) [34, 36]. В исследованном авторами агреллите координационное число атомов Ca соответствует данным, приведенным для REE-агреллита, а значения $\langle \text{Ca-O} \rangle$ и $\langle \text{Ca-F} \rangle$ близки к средним расстояниям, полученным в [34].

ИК-спектр исследуемого образца имеет сильные широкие полосы в спектральной области $2800\text{-}3700\text{ см}^{-1}$, которые соответствуют симметричным и асимметричным валентным колебаниям H_2O , а острый пик при 3555 см^{-1} можно отнести к валентным колебаниям группы OH^- . Процесс дегидроксиляции в основном происходит в диапазоне температур от 200 до 380°C . Однако полоса поглощения OH^- группы полностью исчезает при 530°C . Поскольку молекулы воды не были локализованы при уточнении кристаллической структуры, обнаруженная вода не является структурной. Принимая во внимание довольно высокую температуру выхода воды при нагревании, можно предположить, что вода имеет цеолитный характер и располагается в пустотах силикатных трубок, не имея конкретного структурного положения.

В образцах агреллита наблюдался сигнал ЭПР при комнатной температуре и при 77 K (Рис. 4). Интенсивности всех полос одинаковы и относятся к ионам Mn^{2+} ($I = 5/2$), которые в кристаллической структуре агреллита замещают кальция в позиции, окруженной двумя ионами фтора. Таким образом, это структурные позиции Ca(1A) и Ca(2B).

МИЗЕРИТ

Мизерит (или майзерит) является редким силикатом, встречающимся в щелочных изверженных и метасоматических породах Канады, России, США, Таджикистана и Киргизии. Мизерит с общей формулой $\text{KCa}_6(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH},\text{F})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ является химически и структурно довольно сложным. Поначалу, найденный впервые в Арканзасе, он ошибочно был идентифицирован как натроксонотлит (розовый волластонит, по [38]), а

позже, как K, Ca-силикат с формулой $\text{KCa}_4\text{Si}_5\text{O}_{13}(\text{OH})_3$ [39]. Впоследствии предлагались различные структурные формулы до тех пор, пока фундаментальный труд, написанный Скоттом [40] по результатам монокристалльного дифракционного анализа образца мизерита из месторождения Квебек (Канада), прояснил основные структурные особенности мизерита и предложил идеализированную формулу

$\text{KCa}_5\text{Si}_7(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{Si}_6\text{O}_{15})(\text{OH})\text{F}$, где чётко иллюстрировано нахождение в структуре двух типов силикатных радикалов. Мизерит из месторождения Дара-й-Пиоз (Памир, Таджикистан) был исследован в 2006 г. с использованием автоматического монокристалльного дифрактометра [41].

Мизерит в чароитовых породах Мурунского массива образует отдельные тела небольшой толщины (1–3 м). Он кристаллизуется совместно с микроклином, пироксеном (эгирин-диопсидового состава) и пектолитом, в некоторых случаях с кварцем и кальцитом. Минерал образует сферолитовые агрегаты из коричневых игольчатых кристаллов размером до 5 мм. Цвет минерала – от розового до красно-коричневого. О находке мизерита на Мурунском массиве было сообщено Кравченко и Быковой в 1967 г. [42], однако впервые уточнение кристаллической структуры и выявление кристаллохимических особенностей образцов из этого месторождения было выполнено лишь в 2014 г. [43].

Мизерит из Мурунского массива от образца к образцу демонстрирует неоднородность по отношению к содержанию К, Na, Ca, F. Усредненная структурная формула мизерита из Мурунского массива [43]: $(\text{K}_{1.25}\text{Na}_{0.09}\text{Ca}_{0.19}\text{Sr}_{0.05})(\text{Ca}_{5.69}\text{M}_{0.31})[\text{Si}_{7.99}\text{Al}_{0.01}\text{O}_{21.87}(\text{OH})_{0.13}](\text{F}_{1.78}\text{OH}_{0.17}\text{O}_{0.05}) \cdot 0.30 \text{H}_2\text{O}$, где $M = \text{REE}^{3+}, \text{Mn}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Zn}, \text{Zr}, \text{Hf}$.

Минерал кристаллизуется в триклинной сингонии (пространственная группа $P\bar{1}$). Параметры элементарной ячейки: $a = 10.0879(1)$, $b = 15.9904(2)$, $c = 7.3551(1)$ Å, $\alpha = 96.622(1)^\circ$, $\beta = 111.355(1)^\circ$, $\gamma = 76.268(1)^\circ$, $V = 1072.86(2)$ Å³ [43].

В структуре мизерита радикал $[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]^{12-}$ можно описать, как силикатный анион, состоящий из четырех волластонитовых простых субцепочек с симметрией, близкой к идеальной mmm вокруг его центральной оси (оси c). Радикал образует бесконечные силикатные каналы или силикатные трубки, простирающиеся параллельно c . Его соединение через вершины приводит к образованию восьми-, шести и четырехчленных пустот. Восьмичленные отверстия внутри силикатных труб заняты атомами калия. Изолированные силикатные каналы соединены между собой через «стенки» М-полиэдров, состоящих из связанных между собой общими ребрами октаэдров и семивершинных полиэдров. В структуре имеются шесть независимых М-позиций, пять из которых заселены в основном катионами Ca^{2+} , тогда как одна может участвовать в замещениях, происходящих с участием катионов REE^{3+} . Атомы калия находятся в позициях внутри восьмичленного кольца силикатного радикала. Наконец, в мизерите также содержатся пары изолированных и centrosymmetric диортогрупп $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$, которые присоединяются к «стенкам» М-полиэдров и чередуются с пустотами по оси c .

Рождественская и Евдокимов [41] обнаружили, что в изучаемом ими мизерите из Таджикистана позиция молекулы H_2O разупорядочена по двум

положениям, W и W1, отдаленных друг от друга на 0.66 Å. В структурной модели мурунского мизерита никаких ясных свидетельств о присутствии воды в позиции W найдено не было [43]. Таким образом, H₂O содержится только в одной позиции мизерита.

Авторами [43] с помощью разностного Фурье-анализа была выявлена и интерпретирована разупорядоченная часть структуры. При разупорядочении позиции Si-катионов в диортогруппах группируются по парам: Si1₀₀/Si1₀₁ и Si2₀₀/Si2₀₁, где первый компонент пары представляет основную (или упорядоченную) часть, а второй – дополнительную (или разупорядоченную)

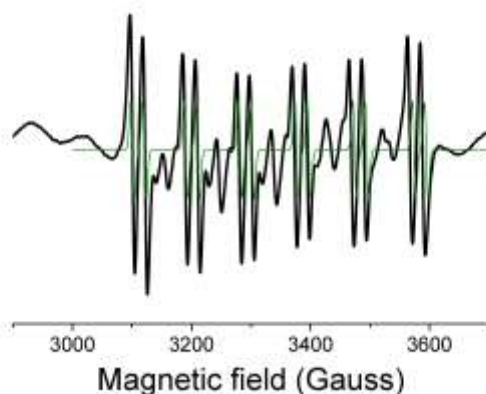


Рис. 4. ЭПР спектр агреллита при 77 К, В || <010>

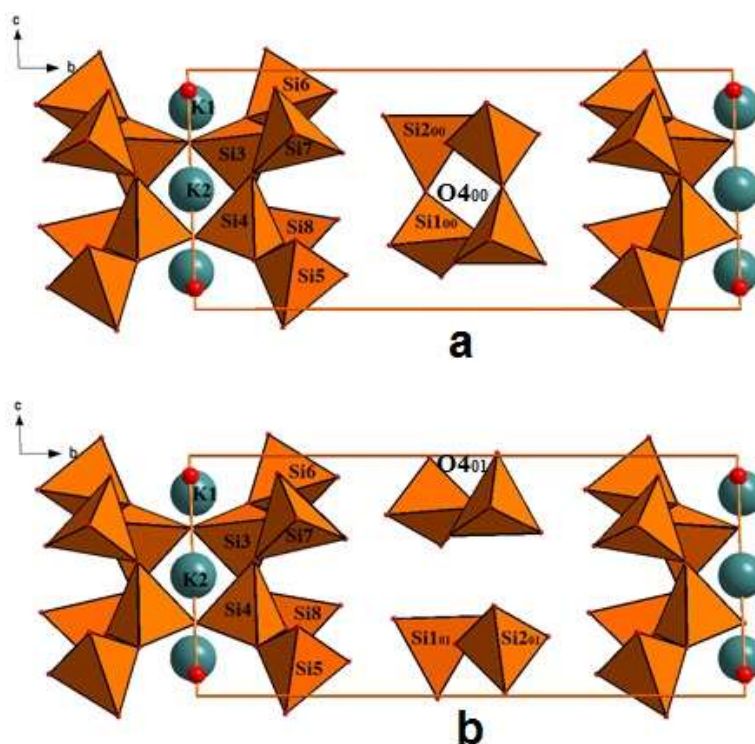


Рис. 5. Структурное разупорядочение мизерита: а) упорядоченная структура; б)

разупорядоченная структура с инверсией тетраэдров

часть структуры. Аналогичное явление происходит с тетраэдрическими атомами кислорода - O_{100} , O_{200} , O_{300} , O_{500} , O_{600} и O_{700} . Кроме того, в соответствии с разностным синтезом Фурье, введена новая позиция для мостикового атома кислорода диортогруппы, O_{401} , которая сдвинута примерно на $c/2$ по отношению к первоначальному положению атома O_{400} . Эта новая позиция O_{401} влияет на соединение тетраэдров Si_{100} - Si_{200} , так как приводит к инверсии тетраэдров Si_{100} и Si_{200} (Рис. 5). А именно, упорядоченные члены Si-пары (т.е. тетраэдры Si_{100} и Si_{200}) связаны между собой посредством атомов O_{400} (Рис. 5а), тогда как разупорядоченные тетраэдры Si_{101} и Si_{201} – инвертированы и соединены через анион O_{401} (Рис. 5б). Геометрические характеристики разупорядоченных диортогрупп абсолютно эквивалентны упорядоченным [43].

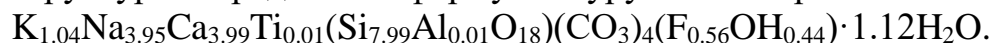
Другим важным следствием разупорядочения является то, что оно влияет на соединение Ca-полиэдров внутри «стенок». В упорядоченной части кристаллической структуры мизерита позиции Ca2, Ca3, Ca5 и Ca6 имеют координационное число 6, а полиэдры Ca1 и Ca4 представляют из себя семивершинники, последний из которых соединен вершинами с Ca3 и Ca5 и двумя ребрами с группами Si_2O_7 . В разупорядоченной мизеритовой структуре появление атомов O_{401} заставляет атомы Ca изменить свои координационные числа, за исключением Ca3 и Ca5. Координационные числа катионов Ca1 и Ca4 снижаются с 7 до 6, Ca2 становится координированным семью атомами кислорода вместо шести, а также Ca6 изменяет свое координационное число с 6 до 7. Количественно значение разупорядоченности в мизерите из Муруна достигает 40%.

СИЛИКАТЫ С ДВОЙНЫМИ ТЕТРАЭДРИЧЕСКИМИ СЛОЯМИ

Карлтонит, $KNa_4Ca_4Si_8O_{18}(CO_3)_4(OH,F) \cdot H_2O$, редкий минерал, относящийся к группе филлосиликатов, был открыт в 1971 году Чао и назван в честь Университета Карлтона [44]. До настоящего времени единственным известным в мире месторождением карлтонита был карьер Пудретт, Мон-Сен-Илер, Канада. Канадский карлтонит встречается в виде призматических кристаллов от розового до бледно-голубого цвета, достигая длиной до 6 см или в виде массивных агрегатов. Исследование кристаллической структуры минерала было опубликовано Чао в 1972 г. [45]. В настоящее время в карьере почти невозможно найти образцы карлтонита, так как наиболее интересная область, где был найден минерал, была затоплена [46].

Авторами статьи впервые изучена вторая в мире находка карлтонита - в чароититах Мурунского массива. Карлтонит образует тесные сростания с апофиллитом, что указывает на их совместную кристаллизацию, а также он ассоциирует с пектолитом и чароитом.

Кристаллохимическая формула была рассчитана на основе $(\text{Si}+\text{Al})=8$ атомов на формульную единицу, при этом содержание H_2O согласуется с уточненной заселенностью позиций $\text{O}11(\text{w})$ и $\text{O}12(\text{w})$ в кристаллической структуре. Усредненная формула Мурунского карлтонита:



Примечательно, что Al почти отсутствует, а концентрации Ti ниже в мурунском карлтоните по сравнению с минералом из массива Мон-Сен-Илер (Канада). Электронно-микронзондовый анализ мурунского карлтонита показал, что отдельные кристаллы очень неоднородны по содержанию фтора (от 0.6 до 1.5 мас.%), а среднее содержание F составляет 1.1 мас.% (по сравнению с ~ 0.7 мас.% в минерале из Мон-Сен-Илер [44]). Соответственно, рассчитанная атомная доля F , замещающегося OH^- группой, для изученного карлтонита Муруна составляет от 0.54 до 0.76 атомов на формульную единицу по сравнению с 0.41 в образцах из Мон-Сен-Илер [44].

Поэтому можно сделать вывод, что номенклатура минералов группы карлтонита может быть следующей: гидроксикарлтонит (Мон-Сен-Илер) для состава $\text{KNa}_4\text{Ca}_4\text{Si}_8\text{O}_{18}(\text{CO}_3)_4(\text{OH},\text{F})\cdot\text{H}_2\text{O}$, где $(\text{OH}) > \text{F}$; и фторкарлтонит (Мурун) для состава $\text{KNa}_4\text{Ca}_4\text{Si}_8\text{O}_{18}(\text{CO}_3)_4(\text{F},\text{OH})\cdot\text{H}_2\text{O}$, где $\text{F} > (\text{OH})$.

Параметры элементарной ячейки мурунского карлтонита (пространственная группа $P4/mbm$), уточненные в TOPAS 4 [47]: $a = 13.219(1) \text{ \AA}$, $c = 16.707(2) \text{ \AA}$, $V = 2919.4(6) \text{ \AA}^3$.

Кристаллическая структура минерала (Рис. 6) состоит из силикатных слоев, слоев Na - и Ca -центрированных полиэдров, а также катионов K^+ , занимающих полости внутри восьмичленных силикатных колец. Молекулы H_2O расположены в порах силикатных двойных слоев. Наконец, изолированные треугольники CO_3 группы связаны со слоями Na - и Ca -полиэдров. Силикатный слой состава $[\text{Si}_8\text{O}_{18}]^{4-}$ в карлтоните является результатом конденсации двух разветвленных одиночных слоев.

СИЛИКАТЫ С НЕСКОЛЬКИМИ ТИПАМИ ТЕТРАЭДРИЧЕСКИХ РАДИКАЛОВ В СТРУКТУРЕ

Чароит $(\text{K},\text{Sr},\text{Ba},\text{Mn})_{15-16}(\text{Ca},\text{Na})_{32}[\text{Si}_{70}(\text{O},\text{OH}_{180})(\text{OH},\text{F})_4\cdot n\text{H}_2\text{O}$ - уникальный ценный ювелирно-декоративный камень, встречающийся только в щелочных породах Мурунского массива. Минерал был утвержден в 1977 и описан в научной литературе в 1978 г. Роговой с соавторами [48]. Чароит является главным породообразующим минералом и составляет до 90% породы, имеет сиреневый цвет разных оттенков до фиолетового. Предпринималось несколько попыток выявить кристаллохимические характеристики чароита [49, 50]. Никишова с соавторами [51] отмечали сходство чароита и мизерита и пришли к выводу о вхождении в структуру чароита нескольких кремнекислородных радикалов. На основании сходства минерала с мизеритом, канаситом и окенитом представлялись модели

чароитовой структуры [52]. Истинную кристаллическую структуру чароита удалось расшифровать только в 2009 г. с использованием методов автоматической дифракционной томографии (ADT) и прецессионной дифракции электронов (PED) [53, 54], поскольку неоднородные волокна чароита имеют толщину всего около 200 нм, что не позволяло провести

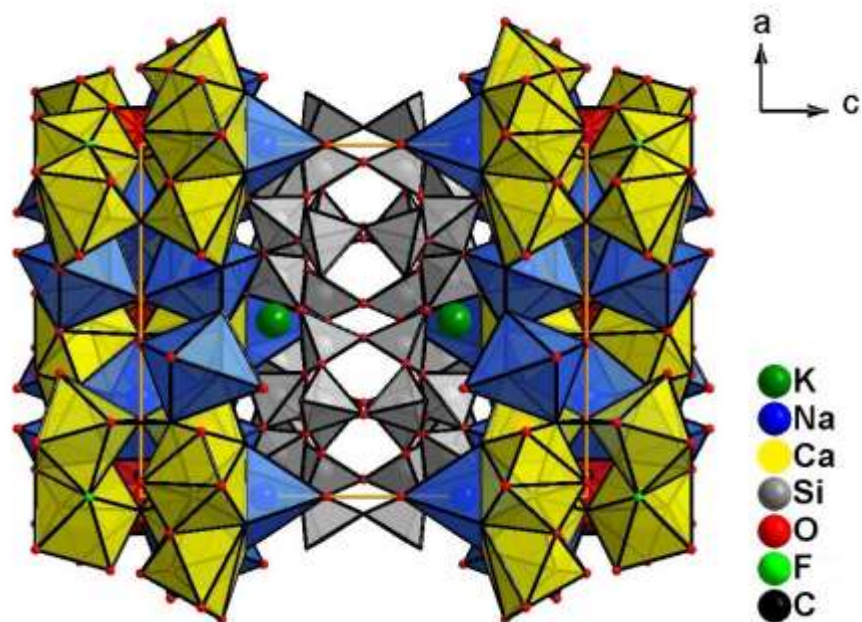


Рис. 6. Кристаллическая структура карлтонита из Мурунского массива в проекции вдоль оси *b*.

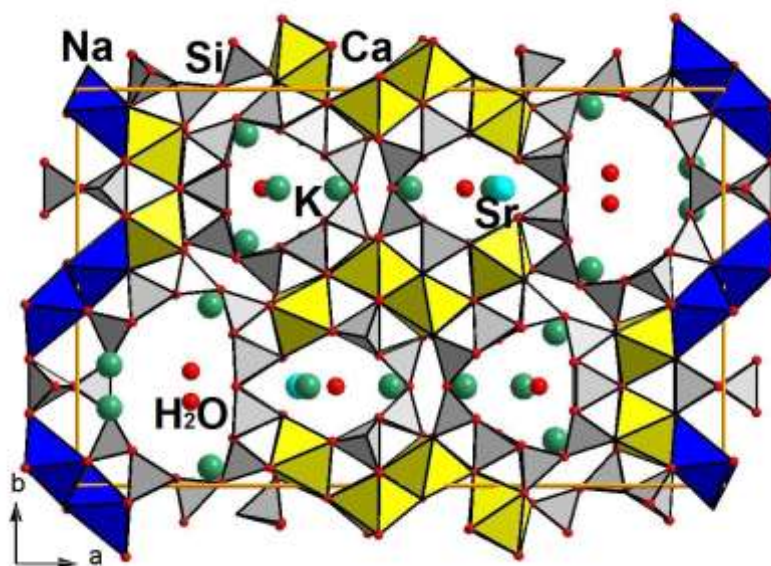


Рис. 7. Кристаллическая структура чароита [54, 55] в проекции вдоль оси *c*.

исследование структуры на монокристаллическом рентгеновском дифрактометре. Были идентифицированы два политипа с различными параметрами элементарной ячейки: моноклинный «чароит-96» [54] и моноклинный, но с

псевдоромбической ячейкой «чароит-90» [55].

Кроме того, существуют другие частично упорядоченные и неупорядоченные политипы («чароит-2а» и «чароит-d» [55]), которые встречаются крайне редко. В дальнейших работах Рождественской с соавторами [56, 57] были рассмотрены особенности порошковых дифрактограмм политипов чароита.

Кристаллическая структура чароита (рис. 7) содержит три различных типа кремниево-кислородных цепочек, прикрепленных к ленте из Ca- и Na-октаэдров, лежащих вдоль направления [001]. Образовавшиеся в структуре полости заняты катионами (K, Sr, Ba, Mn) и молекулами H₂O. Двойная цепочка состава [Si₆O₁₇]¹⁰⁻ относится к тому же типу, что и цепочка, обнаруженная в структуре ксонотлита [58]. Трубочатая цепочка [Si₁₂O₃₀]¹²⁻ отличается от цепочек идентичной стехиометрии, обнаруженных в структурах франкаменита [59] и мизерита [43]. В чароите она образована тремя неразветвленными одиночными цепочками. Гибридная [Si₁₇O₄₃]¹⁸⁻ цепочка имеет сложное строение: она состоит из сконденсированных двух неразветвленных одиночных цепочек, одной разветвленной одиночной цепочки и одной разветвленной двойной цепочки тетраэдров. Три различных по типу цепочки в структуре чароита лежат в зеркальной плоскости и чередуются вдоль оси *x*.

В структуре «чароита-96» смежные блоки, образованные тремя разными силикатными цепочками и уложенные вдоль оси *x*, сдвинуты со смещением на $\frac{1}{2} c$. Сдвиг вовлекает гибридную цепочку [Si₁₇O₄₃]¹⁸⁻ и двойную ксонотлитовую цепочку [Si₆O₁₇]¹⁰⁻. В «чароите-90» соседние блоки укладываются без сдвигов [55].

Параметры элементарной ячейки (пространственная группа *P*2₁/*m*) для политипа «чароит-90»: $a \approx 32.07$, $b \approx 19.68$, $c \approx 7.16$ Å, $\beta \approx 90.05^\circ$, $V \approx 4519$ Å³; для «чароит-96»: $a \approx 32.20$, $b \approx 19.67$, $c \approx 7.25$ Å, $\beta \approx 94.92^\circ$, $V \approx 4570$ Å³ (уточнение по методу Ритвельда).

В тех случаях, когда образец чароита имеет декоративную, художественную и коммерческую ценность, и его разрушение невозможно, выполнение аналитических исследований становится еще более сложной задачей. Так исследуемый авторами статьи образец представлял собой кусок чароитовой породы, отполированный с одной стороны, размером 6.5×4.0×1.0 см, состоящий из двух генераций чароита (Рис. 8). Первая, наиболее ранняя генерация имеет блоковую текстуру по Воробьеву [60]. Агрегат сложен плотно сросшимися и удлинёнными в одном направлении (параллельно-шестоватыми) тончайшими вытянутыми волокнами чароита. Длина отдельных "монокристаллов" достигает 3–4 см при ширине 1–2 мкм. При попадании света под разными углами блоковый чароит меняет свою окраску от светло-сиреневого с характерным шелковистым блеском до тёмно-фиолетового. Вторая генерация чароита занимает ~15 об. % образца и относится авторами к сланцевато-плойчатой морфологической модификации

по Воробьеву [60]. Игольчато-волокнистые "монокристаллы" чароита плотно срастаются в многочисленные мелкие агрегаты, длиной до 0,5–1 см и шириной до 0,2 мм, придающие сланцевато-плойчатую текстуру данной генерации. Цвет сланцевато-плойчатых агрегатов меняется от светло-сиреневого с шелковистым блеском до тёмно-фиолетового. Чароит ассоциирует с апофиллитом, пектолитом, халькопиритом и сфалеритом.

Проведенный анализ полученных ИК-спектров выявил, что положение и конфигурация полос в диапазоне частот колебаний H_2O и OH обоих образцов имеют полную аналогию и хорошо согласуются с ранее опубликованными данными [61], однако существуют небольшие различия в их интенсивностях.

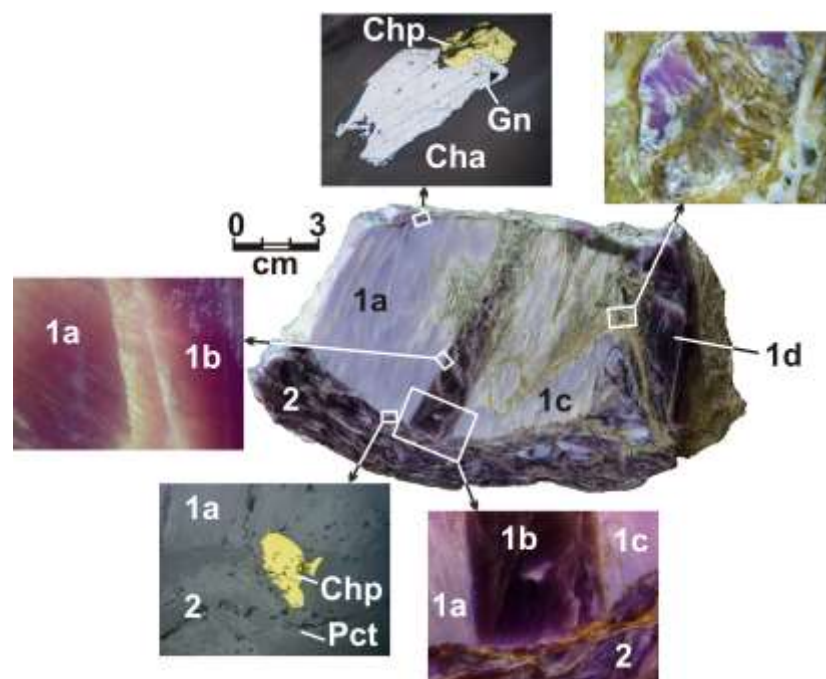


Рис. 8. Образец чароита с двумя генерациями: 1a, 1b, 1c, 1d – ранняя блоковая генерация, 2 – сланцевато-плойчатая генерация

Результат свидетельствует о повышенном содержании групп OH и H_2O в образце чароита со сланцевато-плойчатой текстурой, который относится ко второй генерации. Эксперименты по дегидроксиляции позволили авторам сделать вывод, что в структуре чароита есть три положения, занятые молекулами воды, и они имеют разную температуру выхода. Этот факт подтверждает результаты расчета соотношения в образце политипов «чароит-90»:«чароит-96» $\approx 70:30$, выполненный методом Ритвельда, что указывает на преобладание политипа «чароит-90». Данный политип имеет три структурные позиции для молекул H_2O [54], в то время как «чароит-96» имеет только одну [55]).

Полученные данные указывают на то, что процессы образования ранней чароитовой генерации происходили с низкой скоростью изменения

температурного градиента, что привело к кристаллизации длинных параллельно-шестоватых волокон, формирующие блоковые агрегаты чароита. Остаточная минералообразующая среда, по-видимому, содержала большее количество водного флюида и примесей, приведшей к кристаллизации поздней генерации сланцевато-плойчатого чароита.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Тесное срастание и прораствание минералов, кристаллизующихся в чароититах Маломурунского массива, указывает на их конституционное родство. Кристаллические структуры щелочных силикатов, рассматриваемых здесь, содержат кремнекислородные радикалы редких типов. Они представляют собой изогнутые ленты, трубки, слои из кремнекислородных колец, имеющие широкие полости или каналы вдоль одной или двух кристаллографических осей. Катионы К или Na скрепляют сконденсированные в трубки или слои кремнекислородные цепочки. Силикатные каналы находятся между цепочками или стенками полиэдров. С химической точки зрения отмечается, что минералы Мурунского массива по сравнению с аналогичными минералами из других месторождений содержат больше F в позициях, обычно занятых (ОН)-группой и F.

В целом, многообразие структур, химических составов и условий происхождения минералов щелочных пород Мурунского массива обеспечивает проявление различных механизмов изоморфных замещений. Знание особенностей атомной структуры, а также отличительных свойств механизмов трансформации минералов имеет важное значение для понимания сущности геологических процессов, приводящих к образованию подобных уникальных месторождений.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента Российской Федерации МК-936.2019.5., грант РФФИ 18-05-00073. и в рамках выполнения государственного задания по Проекту IX. 129.1.4.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Рогов Ю.Г., Рогова В.П., Воронков А.А., Молева В.А.** Тинаксит, $\text{NaK}_2\text{Ca}_2\text{TiSi}_7\text{O}_{19}(\text{OH})$ – новый минерал // ДАН СССР, 1965, 162 (3), 658 – 661.
2. **Bissert G.** Verfeinerung der Struktur von Tinaksit, $\text{Ca}_2\text{K}_2\text{NaTiO}[\text{Si}_7\text{O}_{18}(\text{OH})]$ // Acta Crystallographica, 1980, B36, 259 – 263.
3. **Рождественская И.В., Никишова Л.В., Лазебник К.А.** Особенности кристаллической структуры минералов группы тинаксита // Минералогический журнал, 1991, 13 (4), 3 – 12.
4. **Костылева-Лобунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н., Шлюкова З.В., Дорфман М.Д., Дудкин О.Б., Козырева Л.В.** Минералогия Хибинского массива (минералы). Том 2. - Москва: Изд-во Наука. 1978.

5. Лазебник К.А., Никишова Л.В., Лазебник Ю.Д. Токкоит – новый минерал чароититов // Минералогический журнал, 1986, 8 (3), 85 – 89.
6. Rozhdestvenskaya I.V., Nikishova L.V., Lazebnik Yu.D., Lazebnik K.A. The crystal structure of tokkoite and its relation to the structure of tinaksite // Zeitschrift für Kristallographie, 1989, 189, 195 – 204.
7. Lacalamita M., Mesto E., Kaneva E., Scordari F., Pedrazzi G., Vladykin N., Schingaro E. Structure refinement and crystal chemistry of tokkoite and tinaksite from the Murun massif (Russia) // Mineralogical Magazine, 2017, 81 (2), 251 – 272.
8. Рождественская И.В., Никишова Л.В. Кристаллохимические особенности щелочных кальциевых силикатов из чароититов // Кристаллография, 2002, 47 (4), 602 – 611.
9. Chukanov N.V., Pekov I.V. Heterosilicates with tetrahedral-octahedral frameworks: mineralogical and crystal-chemical aspects. In G. Ferraris and S. Merlino, Eds., Micro- and Mesoporous mineral phases, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Mineralogical Society of America, Chantilly, Virginia, 2005, 57, 105 – 143.
10. Ширинова А.Ф., Рагимов К.Г., Чирагов М.И. Кристаллохимия силикатов и алюмосиликатов с трубчатыми (Si, Al)-O радикалами // Bakı Universitetinin Xəbərləri, 2007, 3, 102 – 111.
11. Рождественская И.В., Кривовичев С.В. Трубчатые фрагменты в структурах природных и синтетических силикатов // Кристаллография, 2011, 56 (6), 1076 – 1087.
12. Flink G. Meddelelser om Gronland, 1899, 24, 7 – 180.
13. Gössner B., Strunz H. Die chemische Zusammensetzung von Narsarsukit // Zeitschrift für Kristallographie, 1932, 82, 150 – 151.
14. Warren B.E., Amberg C.R. X-ray study of narsarsukite. $\text{Na}_2(\text{Ti,Fe})\text{Si}_4\text{O}_{11}$ // American Mineralogist, 1934, 19, 546 – 548.
15. Stewart D.B. Narsarsukite from Sage Creek, Sweetgrass Hills, Montana // American Mineralogist, 1959, 44, 265 – 273.
16. Пятенко Ю.А., Пудовкина З.В. Кристаллическая структура нарсарсукита // Кристаллография, 1960, 5 (4), 563 – 573.
17. Peacor D.R., Buerger M.J. The determination and refinement of the structure of narsarsukite, $\text{Na}_2\text{TiOSi}_4\text{O}_{10}$ // American Mineralogist, 1962, 47, 539 - 556.
18. Wagner C., Parodi G.C., Semet M., Robert J.-L., Berrahma M., Velde D. Crystal chemistry of narsarsukite // European Journal of Mineralogy, 1991, 3, 575 – 585.
19. Read A.J. Narsarsukite from Mayor Island, New Zeland // New Zeland Journal of Geology and Geophysics, 1991, 34 (3), 337 – 340.
20. Schingaro E., Mesto E., Lacalamita M., Scordari F., Kaneva E., Vladykin N. Single-crystal X-ray diffraction, EMPA, FTIR and X-ray photoelectron spectroscopy study of narsarsukite from Murun massif, Russia // Mineralogical Magazine, 2017, 81 (2), 339 – 354.
21. Карташов П.М. О новой находке нарсарсукита в фенитизированных породах Ловозерского массива // ЗВМО, 1994, 4, 58 – 66.
22. Graham, W.A.P. An occurrence of narsarsukite in Montana // American mineralogist, 1935, 20, 598 – 601.
23. Upton B.G., Macdonald R., Hill P.G., Jefferies B., Ford C.E. Narsarsukite: a new occurrence in peralkaline trachyte, south Greenland // Mineralogical magazine, 1976, 40, 737 – 746.
24. Birkett T.C., Trzcienski W.E.Jr., Stirling J.A.R. Occurrence and compositions of some Ti-bearing minerals in the Strange Lake intrusive complex, Quebec-Labrador boundary // The Canadian Mineralogist, 1996, 34, 779 – 801.

25. **Sokolova E., Hawthorne F.C.** The crystal chemistry of silicate minerals with chains of [TiO₆] octahedral // *The Canadian Mineralogist*, 2004, 42, 807 – 824.
26. **Liebau F.** Structural chemistry of silicates: structure, bonding, and classification. Springer, New York, 2012.
27. **Beran A., Libowitzky E., Armbruster T.** A single-crystal infrared spectroscopic and X-ray diffraction study of untwinned San Benito perovskite containing OH-groups // *The Canadian Mineralogist*, 1996, 34, 803 – 809.
28. **Gittins J., Bown M.G., Sturman D.** Agrellite, a new rock-forming mineral in regionally metamorphosed agpaite alkaline rocks // *The Canadian Mineralogist*, 1976, 14, 120 – 126.
29. **Конев А.А., Воробьев Е.И., Сапожников А.Н., Парадина Л.Ф., Лapidес И.Л., Ущановская З.Ф.** Стронцийсодержащий агреллит из района Мурунского щелочного массива // *Минералогический журнал*, 1987, 9 (3), 73 – 79.
30. **Пахомовский Я.А., Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н.** Лопарит-(Се) в породах Ловозерского расслоенного комплекса гор Карнасурт и Кедыквырпахк // *ЗРМО*, 2014, 143 (1), 68 – 87.
31. **Falster. A.** Minerals of the Pegmatite Bodies in the Wausau Pluton // *Rocks & Minerals*, 1987, 62 (3), 188 – 193.
32. **Семенов Е.И., Дусматов В.Д.** Агреллит – первая находка в СССР // *Минералогия Таджикистана (Душанбе)*, 1989, 8, 3 – 5.
33. **Файзиев А.Р.** Сравнительная минералогическая характеристика щелочных массивов Дункельдык и Дфрфи-Пиёз (Таджикистан) // *ЗРМО*, 2016, 145, 20 – 29.
34. **Ghose S., Wan C.N.** Agrellite, Na(Ca,RE)₂Si₄O₁₀F: a layer structure with silicate tubes // *American Mineralogist*, 1979, 64, 5-6, 563 – 572.
35. **Рождественская И.В., Никишова, Л.В., Лазебник, К.А.** Диагностика поли типов агреллита по рентгеновским порошковым дифракционным данным // *ЗРМО*, 1998, 127 (1), 89 – 94.
36. **Рождественская И.В., Никишова Л.В.** Кристаллическая структура стронциевого агреллита Na(Ca,Sr)₂Si₄O₁₀F из чароититов Якутии. Политипия агреллитов // *Кристаллография*, 1998, 43 (4), 637 – 645.
37. **Kaneva E.V., Vladykin N.V., Mesto E., Lacalamita M., Scordari F., Schingaro E.** Refinement of the crystal structure of vlasovite from Burpala massif (Russia) // *Crystallography Reports*, 2018, 63, 1092 – 1098.
38. **Williams, J.F.** The igneous rocks of Arkansas // *Arkansas Geological Survey Annual Report for 1890, 1891, 2, 358.*
39. **Schaller, W.T.** Miserite from Arkansas: a renaming of natroxonolite // *American Mineralogist*, 1950, 35, 911- 921.
40. **Scott J.D.** Crystal structure of miserite, a zoltai type 5 structure // *Canadian Mineralogist*, 1976, 14, 515-528.
41. **Рождественская И.В., Евдокимов М.Д.** Уточнение кристаллической структуры майзерита (K_{1.29}□_{0.21})[Ca_{5.51}M³⁺_{0.49}][Si₆(O,OH)₁₅](Si₂O₇)(F,OH)₂·0.25H₂O (M=Y, REE, Fe, Ti, Mn, Mg, Na) из месторождения Дара-и-Пиёз, Памир, Таджикистан // *Доклады АН*, 2006, 406 (2), 236 – 240.
42. **Кравченко С.М., Быкова А.В.** Майзерит из Южной Якутии – В кн. *Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов*. Москва: Наука. 1967. 160 – 167.
43. **Kaneva E., Lacalamita M., Mesto E., Schingaro E., Scordari F., Vladykin N.** Structure and modeling of disorder in miserite from the Murun (Russia) and Dara-i-Pioz (Tajikistan) massifs // *Physics and Chemistry of Minerals*, 2014, 41, 49 - 63.
44. **Chao G.Y.** Carletonite, KNa₄Ca₄Si₈O₁₈(CO₃)₄(F,OH)·H₂O, a new mineral from Mount St. Hilaire, Quebec // *American Mineralogist*, 1971, 56, 1855 – 1865.

45. **Chao G.Y.** The crystal structure of carletonite, $\text{KNa}_4\text{Ca}_4\text{Si}_8\text{O}_{18}(\text{CO}_3)_4(\text{F},\text{OH})\cdot\text{H}_2\text{O}$, a double-sheet silicate // *American Mineralogist*, 1972, 57, 765 – 778.
46. **Pohwat P.W., Cook R.B.** Carletonite, Mont Saint-Hilaire, La Vallée-du-Richelieu RCM, Montérégie, Québec, Canada // *Rocks and Minerals*, 2016, 91, 48 – 51.
47. **Bruker.** Topas V4: General profile and structure analysis software for powder diffraction data. Bruker AXS Inc., Karlsruhe, Germany. 2008.
48. **Рогова В.П., Рогов Ю.Г., Дриц В.А., Кузнецова Н.Н.** Чароит – новый минерал и новый ювелирно-поделочный камень // *ЗВМО*, 1978, 107 (1), 94-100.
49. **Борнеман-Старынкевич И.Д.** К уточнению формулы чароита // *ЗВМО*, 1982, 111 (3), 344 – 345.
50. **Никишова Л.В., Лазебник Ю.Д.** О кристаллографической характеристике чароита // *Бюллетень НТИ. Геология и полезные ископаемые Якутии. Якутск*, 1982, июнь, 26 – 29.
51. **Никишова Л.В., Лазебник К.А., Лазебник Ю.Д.** О кристаллохимической формуле чароита // *Кристаллохимия и структура минералов. Наука, Ленинград*. 1985, 100 – 105.
52. **Чирагов М.И., Ширинова А.Ф.** Кристаллическая структура чароита как производная структур мизерита, канасита и окенита // *Минералогический журнал*, 2004, 26 (4), 5 – 9.
53. **Rozhdestvenskaya I.V., Kogure T., Abe E., Drits V.A.** A structural model for charoite // *Mineralogical Magazine*, 2009, 73 (5), 883 – 890.
54. **Rozhdestvenskaya I., Mugnaioli E., Czank M., Depmeier W., Kolb U., Reinholdt A., Weirich T.** The structure of charoite, $(\text{K},\text{Sr},\text{Ba},\text{Mn})_{15-16}(\text{Ca},\text{Na})_{32}[\text{Si}_{70}(\text{O},\text{OH}_{180})(\text{OH},\text{F})_4\cdot n\text{H}_2\text{O}$, solved by conventional and automated electron diffraction // *Mineralogical Magazine*, 2010, 74 (1), 159 – 177.
55. **Rozhdestvenskaya I., Mugnaioli E., Czank M., Depmeier W., Kolb U., Merlino S.** Essential features of the polytypic charoite-96 structure compared to charoite-90 // *Mineralogical Magazine*, 2011, 75 (6), 2833-2846.
56. **Рождественская И.В., Дриц В.А.** Особенности порошковой дифракционной картины чароита // *ЗРМО*, 2013, 142 (4), 101-112.
57. **Рождественская И.В., Шишелова Т.И., Шульга В.В.** Дифракционная картина чароита по рентгеновским порошковым данным // *Успехи современного естествознания*, 2016, 10, 157 – 161.
58. **Мамедов Х.С., Белов Н.В.** Кристаллическая структура ксонотлита // *ДАН СССР*, 1955, 104, 615 – 618.
59. **Rozhdestvenskaya I.V., Nikishova L.V., Lazebnik K.A.** The crystal structure of frankamenite // *Mineralogical Magazine*, 1996, 60, 897 – 905.
60. **Воробьёв Е.И.** Чароит. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео». 2008.
61. **Lacalamita M.** Micro-FTIR and EPMA characterization of charoite from Murun massif (Russia) // *Journal of Spectroscopy*, 2018, Article ID: 9293637.

Химический состав пироксенов ультраосновных и щелочных пород массива Инагли (Алданский щит)

Радомская Т.А., Владыкин Н.В., Суворова Л.Ф.

¹*Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук (ИГХ СО РАН), г. Иркутск, Россия*

²*Иркутский научный центр Сибирского отделения Российской академии наук (ИНЦ СО РАН), г. Иркутск, Россия*

³*Иркутский национальный исследовательский университет (ИРНИТУ), г. Иркутск, Россия*

Абстракт. В работе приводятся данные по химическому составу пироксенов из ультраосновных и щелочных пород массива Инагли. Установлено, что состав пироксенов менялся в ряду хромдиопсид–диопсид–эгирин от ранних дифференциатов к поздним в соответствии с эволюцией магматического расплава, из которого кристаллизовались породы в результате фракционной кристаллизации. Показано, что основным механизмом формирования дунитов массива Инагли является кристаллизационная дифференциация. Отделение ранней закристаллизованной фазы дунитов привело к накоплению более щелочного остаточного расплава, из которого в результате фракционной кристаллизации сформировалось щелочно-основные и щелочные породы массива по периферии дунитового ядра. Часть остаточного интерстициального расплава отжималась в трещины остывания или формировалась *in situ* в виде мелких хромдиопсид-фогопитовых прожилков и гнезд. Основная серия тел хромдиопсидового пироксенита, местами обогащенного флогопитом, образовалась при внедрении пироксенитового остаточного расплава по крупным трещинам, образовавшихся в дунитах после их кристаллизации. Предложена магматическая схема последовательной кристаллизации пород массива.

Chemical composition of pyroxenes of ultrabasic and alkaline rocks of the Inagli massif (Aldan shield)

Radomskaia T.A., Vladykin N.V., Suvorova L.F.

Vinogradov Institute of geochemistry the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences (IGC SB RAS), Irkutsk, Russia

Irkutsk scientific center the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences (ISC SB RAS), Irkutsk, Russia

Irkutsk National Research Technical University (IRNRTU), Irkutsk, Russia

Abstract. This work describes data on geochemical composition of pyroxenes from ultrabasic and alkaline rocks of the Inagli massif. It has been established that pyroxene composition changed in chromdiopside-dyopside-aegirine series from early

differentiates to late ones in accordance with magmatic melt evolution, from which rocks had been crystallized during a fractional crystallization. It is shown that the main mechanism of origination of dunites of the Inagli massif is crystallization differentiation. Separation of early crystallized dunite phase has led to accumulation of more alkaline residual melt, from which alkaline-basic and alkaline rocks of the massif formed, as a result of fractional crystallization along the periphery of a dunite core. Part of the residual interstitial melt had been squeezed to cooling cracks or formed as small chromdyopside-phlogopite veins and pockets. The main series of chromdyopside-pyroxenite bodies locally enriched by phlogopite had been formed when introducing a pyroxenite residual melt through the large cracks, which were left in dunites after their crystallization. The magmatic scheme of serial crystallization of the massif had been introduced.

ВВЕДЕНИЕ

Массив Инагли на Алданском щите представляет собой рудоносный (Pt, Au) объект, центральная часть которого сложена на 70–80 % ультраосновными породами (большой частью дунитами), а остальной объем массива представлен К-щелочными породами, расположенными по периферии. С массивом связаны месторождения хромдиопсида и вермикулита, а также крупные россыпные месторождения элементов платиновой группы и в меньшей степени золота. Пегматитовые тела выполняют радиальные трещины в центральной части дунитового ядра, кольцевые и радиальные трещины на периферии дунитового ядра и частично в зоне щелочных габброидов. Пегматиты Инаглинского массива по минеральному составу разделяются на три типа: диопсид-ортоклазовые (I тип), амфиболово (эккерманнитово)-ортоклазовые (II тип) и микроклин-альбит-амфиболовые (арфведсонитовые) с эгирином и натролитом (III тип) [Ефимов и др., 1963]. В дунитах центральной части Инаглинского массива был обнаружен необычный тип пегматитов гакманит-ортоклазового состава [Радомская и др., 2019].

С момента открытия щелочно-ультраосновных комплексов Алданского щита ведутся длительные споры, являются ли интрузивные породы, совмещённые в пределах одного массива, проявлением гомодромного ряда последовательно генерирующихся фаз одного магматического очага или это два разновозрастных комплекса (ультраосновной и щелочной), пространственно совмещённые в долгоживущих структурах центрального типа [Ельянов и Моралев, 1961; 1973; Богомоллов, 1967; Угрюмов и Кисилёв, 1969; Глаголев и др., 1974; Орлова и др., 1978; Орлова, 1991; Андреев, 1987; Гурович и др., 1994; Некрасов и др., 1994; Корчагин, 1996; Малич, 2012; Пушкарёв и др., 2002; Каретников, 2005, 2010; Симонов и др., 2011; Шуколюков и др., 2012; Ефимов и др., 2012; Якубович, 2013; Ронкин и др., 2013; Ибрагимова и др., 2015].

В то же время, среди К-щелочно-ультраосновных комплексов встречаются кольцевые массивы с полным набором дифференциатов от

ультраосновных, через щелочно-сиенитовые до гранитов, например Билибинский массив в Восточной части Центрального Алдана [Владыкин, 1996; Владыкин 2001; Владыкин 2016, Владыкин, Радомская, 2018]. Причём никакого сомнения о гомодромной последовательности образования пород в подобных объектах нет. Стоит отметить, что и в щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексах Na-специализации, породами ранней кристаллизации также являются оливиниты и дуниты (массивы Ковдор, Гули и др.), но, тем не менее, в этом случае также ни у кого не вызывает сомнения генетическая связь ультраосновных и щелочных пород в этих комплексах. Изучение химического состава породообразующих минералов позволяет проследить изменение их составов в процессе роста кристаллов из эволюционирующего магматического расплава. В Инаглинском массиве клнопироксены обнаруживаются во всех интрузивных разновидностях пород, поэтому исследование состава этого породообразующего минерала в совокупности с геологическими и петрохимическими данными позволит установить изменение его состава в процессе кристаллизации пород массива и соотнести степень их комагматичности.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

В основу работы положены материалы многолетних (1981, 1986–1988, 1991, 2004, 2015 и 2019 гг.) полевых работ в пределах Инаглинского массива. Работа выполнена с использованием оборудования ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН. Петрографическое исследование пород Инаглинского массива проведены в проходящем свете с помощью поляризационного микроскопа фирмы Olympus BX-51.

Содержания петрогенных элементов в породах массива определены с помощью рентгенофлуоресцентного силикатного анализа на многоканальном рентгеновском спектрометре – СРМ-25. Щелочные элементы (K, Na, Li, Rb, Cs) определены методом фотометрии пламени, прибор – атомно-эмиссионный пламенный спектрофотометр ДФС-12.

Зёрна пироксенов из пород Инаглинского массива были выделены разными методами в зависимости от их количества в породе. Породы с содержанием пироксена более 10 об. % (пироксениты, шонкиниты, диопсид-ортоклазовые пегматиты) дробились и ситовались, затем зёрна пироксена отбирались под бинокляром. Породы с содержанием пироксена менее 10 об. % (дуниты, верлиты, сиениты, щелочные граниты, амфиболово-ортоклазовые и микроклин-альбит-амфиболовые пегматиты), кроме этапов дробления и ситования, разделялись по плотности в тяжёлых жидкостях (бромформ, жидкость клеричи) и по магнитности с помощью сепаратора изомагнитного динамического (СИМ 1), затем зёрна пироксена отбирались под бинокляром.

Для определения химического состава пироксенов использовался

рентгеновский электронно-зондовый микроанализатор JXA-8200, Jeol. Ltd. (Япония), снабженный растровым электронным микроскопом высокого разрешения, энергодисперсионным (ЕД) спектрометром с SiLi детектором с разрешением 133 еВ и пятью спектрометрами с волновой дисперсией (ВД). Некоторые анализы получены на электронном микроскопе в университете Мацумото в Японии. Условия возбуждения и регистрации аналитических сигналов следующие: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток пучка электронов 2 нА, его диаметр 10–20 мкм в зависимости от анализируемого объекта, время счета импульсов на пике линии 10 с, фон измерялся с двух сторон от пика линии – по 5 с. Коррекция аналитического сигнала на матричные эффекты осуществлялась ZAF-методом. Определялись следующие элементы: Na, Mg, Al, Si, K, Ca, Ti, Mn, Fe. В качестве образцов сравнения использовались природные минералы: альбит (Na, Al), диопсид (Mg, Ca, Si), пироп (Fe), ортоклаз (K). Полученные составы минералов пересчитывались на формульные единицы. Для подтверждения правильности расчёта трёхвалентного и двухвалентного железа сопоставлялись результаты пересчитанного зондового микроанализа и химического анализа мономинеральных фракций пироксенов.

ПИРОКСЕНЫ В ПОРОДАХ МАССИВА

Дуниты являются самыми распространёнными породами массива и сложены оливином (90–99 об. %). Среди второстепенных минералов обнаружены хромшпинелид (1–2 об. %), клинопироксен (0–3 об. %), слюда (0–0,5 об. %). Вторичные минералы в изменённых дунитах представлены минералами группы серпентина, магнетитом, кальцитом. Отмечены изменения структуры дунитов по разрезу. На глубине более 800 м дуниты представляют собой светло-зелёные породы, со среднезернистой и крупнозернистой структурой, и массивной текстурой. Дуниты хромшпинелидами, имеют сероватый оттенок. Выделения хромшпинелидов иногда образуют полосы в породе. Отдельные идиоморфные кристаллы хромшпинелидов в качестве включений находятся внутри зёрен оливина или приурочены к границе зёрен. Выше по разрезу на глубине 600 м. структура дунитов сменяется гранобластовой. Зёрна оливина крупнее и часто имеют блоковое погасание. Ближе к земной поверхности дуниты значительно изменены вторичными процессами, преимущественно серпентинизированы. В дунитах клинопироксен встречается в виде ксеноморфных по отношению к оливину вытянутых зёрен светло-зелёного цвета различных оттенков. Почти все исследованные зёрна по своему химическому составу соответствует хромдиопсиду (табл. 1, рис. 1). Насыщенность цвета минерала напрямую зависит от концентрации в нём Cr_2O_3 . Содержания основных компонентов и примесей меняются в следующих пределах (в мас. %): SiO_2 53,1–55,3; CaO 23–25,8; MgO 16,1–17,9; $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$ 1,3–3,5; Al_2O_3 от следов до 1,3; Cr_2O_3 от 0,1

до 1,6; Na₂O 0,2–1,0; TiO₂ от следов до 0,4.

Верлиты по сравнению с другими породами массива встречаются достаточно редко и представляют собой серпентинизированные породы тёмно-серого цвета, сложенные оливином и клинопироксеном. Серпентинизация верлитов сопровождается образованием магнетитовых прожилков, слагающих центральные части серпентиновых прожилков. Клинопироксены верлитов по своему химическому составу соответствуют диопсидам, и от хромдиопсидов дунитов отличаются повышенным содержанием железа и пониженным содержанием кальция (табл. 1, рис. 1). В них отмечается примесь Cr₂O₃ до 0,28 мас. %.

Среди пород Инаглинского массива можно выделить две основные разновидности пироксенитов – хромдиопсидовые с флогопитом, образующие месторождение хромдиопсида "Сибирский изумруд", и биотитовые пироксениты. Хромдиопсидовые пироксениты с флогопитом представляют собой ярко-зелёные породы и слагают среди дунитов жильные тела сложного строения. Обычно клинопироксен преобладает над флогопитом, но на отдельных участках наблюдается изменение соотношений минералов вплоть до образования анхимономинеральных клинопироксенитов. Структура хромдиопсидовых пироксенитов меняется от мелкозернистой до гигантозернистой. Цветовая гамма хромдиопсида разнообразна и варьируется от бледных травянистых оттенков до ярких насыщенных изумрудных и оливковых цветов. Длительное время считалось, что хромдиопсидовые пироксениты образовались метасоматическим путём за счёт воздействия на дуниты расплавов, из которых кристаллизовались щелочные пегматиты [Глаголев и др., 1974; Корчагин, 1996]. Но этому утверждению противоречат следующие факты. Во-первых, в дунитах нередко наблюдаются хромдиопсидовые гнезда и прожилки, в которых отсутствуют какие-либо другие минералы кроме хромдиопсида и флогопита. Кроме того, прожилки и тела щелочных пегматитов неоднократно секут хромдиопсидовый пироксенит (рис. 2), а на контакте их с дунитом образуется метасоматическая зона рихтерита, сменяющаяся зоной тетраферрифлогопита (рис. 3). Изучение контактов между дунитом и щелочными пегматитами показало, что наиболее часто на экзоконтакте проявляется незначительная по мощности серпентинизация дунитов, причём прожилки серпентина вытянуты вдоль контакта, а волокна серпентина внутри прожилков ориентированы перпендикулярно. Структура аподунитового серпентинита петельчатая. Призальбандовая часть пегматита сложена мелкозернистыми волокнистыми веерообразными агрегатами рихтерита голубого цвета, ориентированными преимущественно перпендикулярно контакту и мелкими чешуйками тетраферрифлогопита. По направлению к центру пегматита размер чешуек, обогащенные

Табл. 1.

Химический состав клинопироксенов из ультраосновных и щелочных пород массива Инагли

Название породы	Дуниты								
	Иг-86/740	Иг-86/740	Иг-86/740	Иг-86/740	Иг-86/740	Иг-86/740	ИГ-88	ИГ-88	Иг-д(27)1
Минерал	Cr-Di	Cr-Di	Cr-Di	Cr-Di	Cr-Di	Cr-Di	Cr-Di	Cr-Di	Cr-Di
SiO ₂	53,41	54,81	54,68	54,72	54,81	54,55	54,42	55,22	54,66
TiO ₂	0,20	0,07	0,13	0,13	0,15	0,22	0,21	0,11	0,22
Al ₂ O ₃	1,30	0,51	0,36	0,30	0,42	0,66	0,52	0,30	0,72
Cr ₂ O ₃	0,69	0,39	0,44	0,61	0,53	0,38	0,45	1,57	0,64
V ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	0,03	0,02	0,04
Fe ₂ O ₃	0,84	0,00	0,87	0,46	0,50	0,96	0,74	0,00	0,00
FeO	1,35	2,62	0,57	1,28	1,18	1,49	0,44	1,09	1,78
MnO	0,04	0,07	0,00	0,10	0,00	0,00	0,03	0,02	0,03
MgO	16,85	16,94	17,58	17,24	17,39	16,98	17,65	17,34	17,46
CaO	24,53	23,76	25,21	24,72	24,82	24,07	24,71	22,66	23,88
Na ₂ O	0,36	0,56	0,30	0,46	0,38	0,61	0,37	1,18	0,42
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Сумма	99,57	99,74	100,14	100,06	100,21	100,02	99,58	99,55	99,88

Продолжение табл. 1.

Название породы	Верлиты		Пироксениты хромдиопсидовые		Пироксениты флогопитовые			Шонкиниты	
	Иг - 200/7	Иг - 200/7	Иг-209/2	Иг-209/2	Иг - 207/1	Иг-258	Иг - 203/4	Иг - 202/5	Иг - 206/7
Минерал	Di	Cr-Di	Di	Cr-Di	Di	Di	Di	Cr-Di	Cr-Di
SiO ₂	53,15	54,21	55,59	55,09	54,57	53,63	55,42	52,78	53,69
TiO ₂	0,36	0,25	0,07	0,09	0,24	0,20	0,12	0,38	0,35
Al ₂ O ₃	1,31	0,91	0,20	0,22	0,72	0,89	0,22	1,84	1,40
Cr ₂ O ₃	0,27	0,28	0,22	0,35	0,00	0,03	0,03	0,29	0,58
V ₂ O ₃	0,04	0,02	0,01	0,01	0,01	0,06	0,03	0,03	0,03
Fe ₂ O ₃	2,84	1,97	0,00	0,00	0,00	3,28	0,00	3,19	2,42
FeO	2,69	1,91	1,65	0,74	5,01	3,51	1,18	2,23	2,19
MnO	0,10	0,14	0,03	0,03	0,16	0,16	0,08	0,12	0,14
MgO	16,70	17,92	17,96	17,93	15,80	15,56	17,91	16,36	16,89
CaO	21,93	22,07	24,05	24,21	22,80	22,48	24,09	21,76	22,05
Na ₂ O	0,41	0,42	0,34	0,36	0,38	0,72	0,30	0,57	0,51
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01
Сумма	99,82	100,12	100,14	99,08	99,71	100,56	99,41	99,55	100,28

Продолжение табл. 1.

Название породы	Шонкиниты								
	Иг - 202/6	Иг - 202/6	ИГ-87	ИГ-87	ИГ-87	Иг - 201/1	Иг - 201/1	Иг - 202/2	Иг - 202/2
Минерал	Di	Cr-Di	Di	Di-Aug	Cr-Di	Di	Cr-Di	Di-Aeg	Cr-Di
SiO ₂	51,95	52,52	52,70	52,76	53,27	52,91	52,18	55,15	53,02
TiO ₂	0,53	0,39	0,47	0,64	0,30	0,38	0,46	0,32	0,47
Al ₂ O ₃	2,43	1,62	1,93	2,28	1,22	1,37	2,00	0,32	1,32
Cr ₂ O ₃	0,22	0,35	0,14	0,04	0,49	0,24	0,57	0,07	0,40
V ₂ O ₃	0,06	0,03	0,05	0,11	0,06	0,06	0,06	0,14	0,05
Fe ₂ O ₃	4,64	3,71	3,46	3,56	3,12	3,21	4,09	8,04	3,57
FeO	1,94	2,23	2,61	2,65	2,61	2,53	2,65	2,21	3,03
MnO	0,15	0,14	0,10	0,13	0,18	0,12	0,12	0,09	0,16
MgO	15,67	16,24	16,06	15,61	16,48	15,89	15,37	12,72	15,56
CaO	21,44	21,97	21,79	21,46	21,28	22,49	21,82	17,37	21,78
Na ₂ O	0,68	0,48	0,52	0,69	0,76	0,50	0,64	4,17	0,74
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Сумма	99,70	99,70	99,85	99,97	99,79	99,70	99,97	100,63	100,13

Продолжение табл. 1.

Название породы	Шонкиниты						Сиениты		
	Иг - 208/1	Иг - 208/6	Иг - 200/2	Иг - 200/2	Иг - 200/3	Иг - 202/3	Иг - 202/4	Иг - 202/4	Иг - 202/4
Минерал	Di	Di	Di	Di	Di	Di	Di	Di	Di
SiO ₂	54,53	53,55	53,91	53,74	53,34	53,05	53,01	51,68	51,81
TiO ₂	0,38	0,57	0,20	0,47	0,57	0,70	0,34	0,27	0,35
Al ₂ O ₃	1,25	0,91	0,48	0,64	0,83	0,67	1,00	1,39	2,03
Cr ₂ O ₃	0,09	0,07	0,23	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01
V ₂ O ₃	0,06	0,08	0,01	0,05	0,07	0,10	0,07	0,04	0,05
Fe ₂ O ₃	0,37	3,13	2,55	2,04	2,33	5,19	2,56	3,52	3,45
FeO	5,55	1,77	2,72	4,25	3,39	1,84	5,34	7,11	5,19
MnO	0,21	0,18	0,08	0,18	0,16	0,22	0,23	0,46	0,22
MgO	15,04	16,10	17,49	14,73	15,08	14,55	14,31	12,03	13,93
CaO	21,64	22,58	22,41	22,66	22,45	21,24	22,43	22,16	22,16
Na ₂ O	0,96	0,62	0,29	1,20	0,99	1,75	0,56	1,00	0,50
K ₂ O	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Сумма	100,08	99,58	100,37	99,97	99,27	99,34	99,87	99,71	99,70

Продолжение табл. 1.

Название породы	Сиенит								Пегматит Cr-Di-Bt-Fsp
	Иг - 201/5	Иг - 201/3	Иг - 201/8	Иг - 201/8	Иг - 202/9	Иг - 202/15	Иг - 200/5	Иг - 200/5a	Иг-259
Минерал	Di-Aeg	Di	Di-Aeg	Di	Di-Aeg	Aeg	Aeg	Aeg	Cr-Di
SiO ₂	54,17	52,44	54,75	50,29	55,30	52,45	56,03	55,11	53,69
TiO ₂	0,54	0,38	1,08	0,00	0,31	3,44	2,03	2,44	0,27
Al ₂ O ₃	0,56	1,40	0,71	1,17	0,31	0,54	0,59	0,45	0,53
Cr ₂ O ₃	0,09	0,02	0,05	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,57
V ₂ O ₃	0,24	0,06	0,23	0,06	0,15	0,31	0,33	0,35	0,04
Fe ₂ O ₃	15,82	1,44	17,62	2,40	8,14	22,21	19,64	20,9	2,81
FeO	0,39	7,91	0	12,67	1,89	0,89	0	0	0
MnO	0,16	0,53	0,20	0,65	0,10	0,19	0,03	0,10	0,09
MgO	8,34	12,73	6,76	8,86	11,82	3,72	4,31	4,41	17,53
CaO	13,07	22,26	10,13	22,71	17,41	4,69	5,12	4,47	24,13
Na ₂ O	6,67	0,77	8,38	0,68	4,27	11,88	11,61	11,75	0,33
K ₂ O	0,03	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01
Сумма	100,08	99,94	99,91	99,49	99,76	100,40	99,72	99,99	100,01

Продолжение табл. 1.

Название породы	Иг - 202/1a	Иг-89	Иг-260	Иг-13	Иг-11	Иг-264	Иг-14	Иг-266	Иг-266
	Пегматит Cr-Di-Fsp	Пегматит Di-Fsp	Пегматит Di-Amph-Bt-Fsp	Пегматит Di-Amph-Di-Fsp	Пегматит Amph-Di-Fsp	Пегматит Amph-Di-Aeg-Fsp	Пегматит Amph-Aeg-Fsp	Щелочной гранит	
Минерал	Cr-Di	Di	Di	Di	Di	Di-Aeg	Aeg	Di	Di
SiO ₂	54,65	54,83	55,69	53,76	54,99	52,65	54,43	53,91	52,93
TiO ₂	0,07	0,10	0,07	0,30	0,10	0,19	4,36	0,16	0,34
Al ₂ O ₃	0,24	0,44	0,38	0,50	0,20	0,43	0,44	0,52	0,96
Cr ₂ O ₃	0,41	0,01	0,00	0,24	0,05	0,10	0,04	0,24	0,23
V ₂ O ₃	0,04	0,05	0,04	0,03	0,01	0,11	0,33	0,03	0,05
Fe ₂ O ₃	1,72	0,00	0,00	2,7	1,17	12,87	21,86	1,98	2,98
FeO	3,30	4,38	3,60	0	1,51	0,00	1,30	1,02	1,89
MnO	0,03	0,16	0,18	0,08	0,06	0,09	1,30	0,08	0,11
MgO	15,17	16,12	16,88	17,21	17,72	11,88	2,01	17,73	16,27
CaO	21,77	22,71	22,59	24,36	23,44	17,14	0,65	23,89	23,70
Na ₂ O	1,69	0,61	0,64	0,36	0,47	4,56	14,18	0,13	0,22
K ₂ O	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Сумма	99,16	99,46	100,09	99,52	99,79	100,02	100,89	99,73	99,66

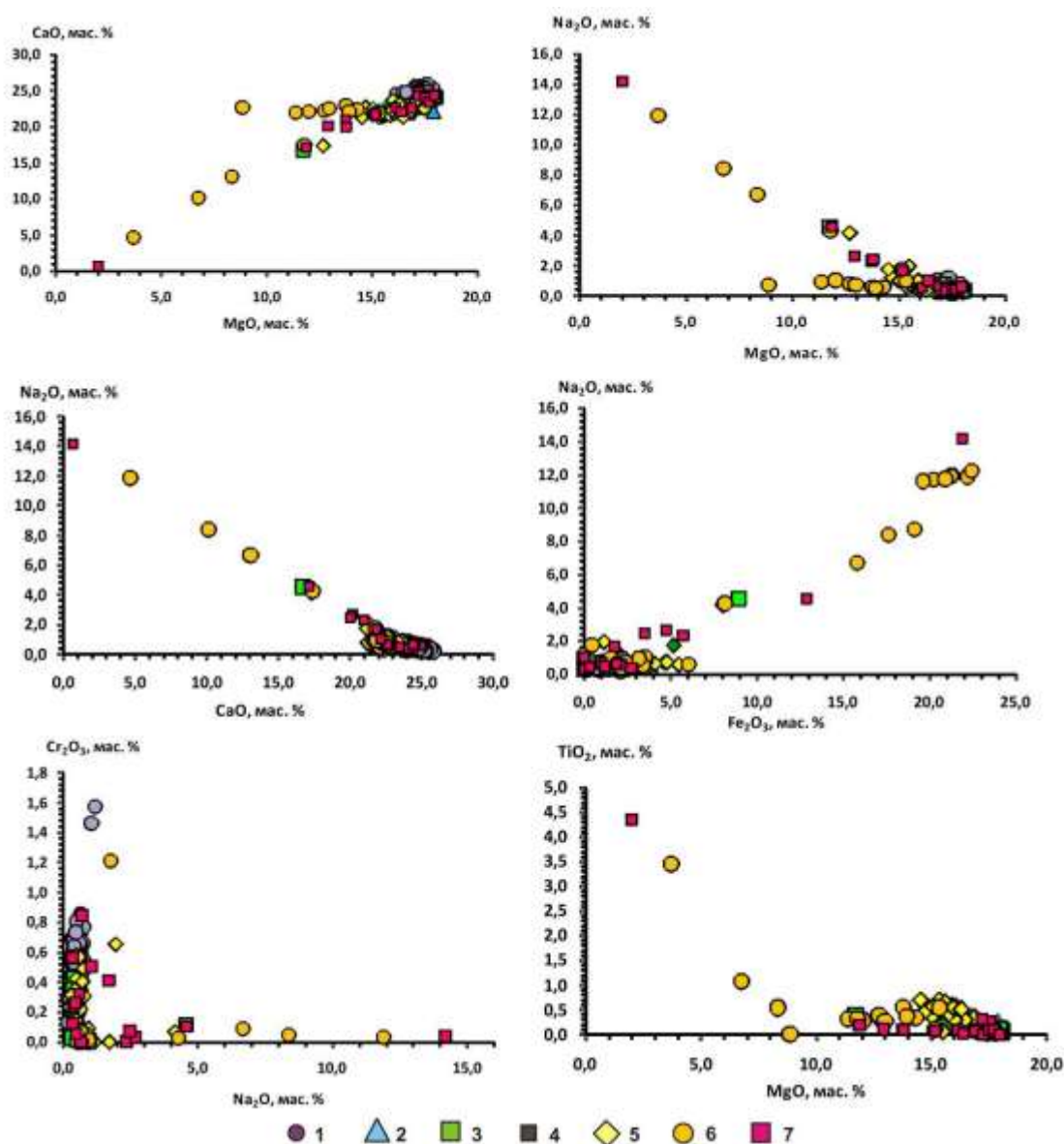


Рис. 1. Диаграммы парных корреляций породообразующих элементов в клинопироксенах из ультраосновных и щелочных пород

Условные обозначения: 1 – дуниты, 2 – верлиты, 3 – хромдиопсидовые пироксениты с флогопитом, 4 – биотитовые пироксениты, 5 – шонкиниты оливинные меланократовые, псевдолейцитовые и нефелиновые шонкиниты, 6 – сиениты щелочные меланократовые, пуласкиты, щелочные сиениты, 7 – щелочные пегматиты.

тетраферрифлогопита увеличивается, появляются зёрна арфведсонита, а рихтерит – исчезает. Таким образом, изучение шлифов из контактов дунитов и щелочных пегматитов не выявило хромдиоксида в реакционной кайме. В-третьих, клинопироксен в хромдиопсидовых пироксенитах по своему химическому составу соответствует хромдиопсиду и не отличается от хромдиопсидов дунитов (табл. 1, рис. 1). Ещё одним подтверждением

магматического происхождения хромдиопидовых пироксенитов служат обнаруженные В.Б. Наумовым с соавторами в хромдиопсиде расплавные включения, которые позволили сделать вывод о его кристаллизации из силикатного расплава [Наумов и др., 2008]. Биотитовые пироксениты мелкозернистые и среднезернистые породы чёрного цвета образуют выходы между дунитами и шонкинитами. По химическому составу биотитовые пироксениты обогащены K_2O по сравнению с хромдиопсидовыми пироксенитами (рис. 4, 5). На дневной поверхности они очень сильно



Рис. 2. Хромдиопсидовый пироксенит, пересекающийся щелочным пегматитом.

выветриваются, но в скважинах на глубине ниже 20 м встречаются довольно "свежие" пироксениты. Минеральный состав биотитовых пироксенитов богаче, чем хромдиопсидовых – кроме клинопироксена и слюды, встречаются зёрна оливина и апатита. В биотитовых пироксенитах клинопироксен обнаруживается в виде тёмно-зелёных с буроватым оттенком призматических вытянутых зёрен, в шлифах он отчётливо окрашен в бледно-коричневый цвет.



Рис. 3. Реакционная кайма на контакте дунита и щелочного пегматита

Условные обозначения: Arf – арфведсонит, Fspr – калиевый полевой шпат, Rich – рихтерит, Tfphl – тетраферрифлогопит.

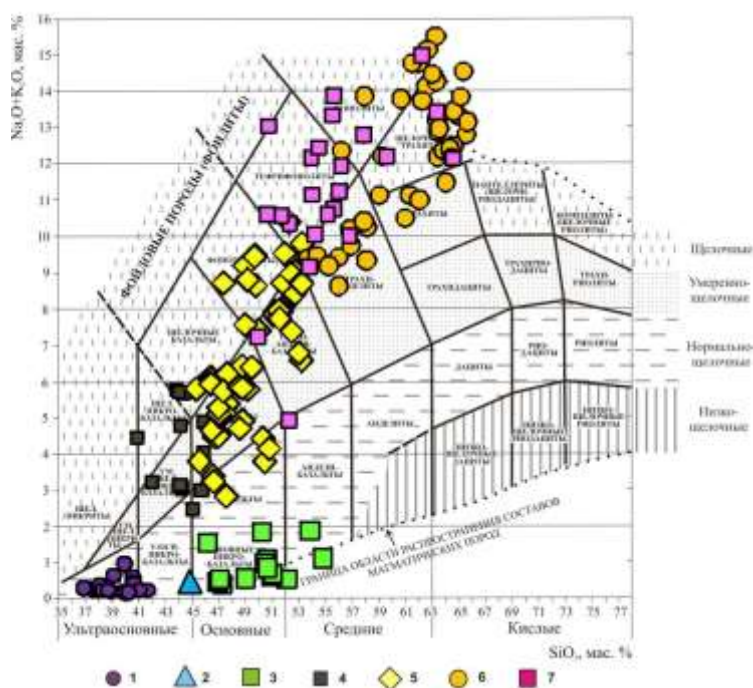


Рис. 4. Положение ультраосновных и щелочных пород массива в координатах SiO_2 к $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.

Условные обозначения: 1 – дуниты, 2 – верлиты, 3 – хромдиопсидовые пироксениты с флогопитом, 4 – "биотитовые" пироксениты, 5 – шонкиниты оливинные меланократовые, псевдолейцитовые и нефелиновые шонкиниты, 6 – сиениты щелочные меланократовые, пуласкиты, щелочные сиениты, 7 – щелочные пегматиты.

Микроструктура биотитовых пироксенитов пойкилитовая, в пироксенах

содержится множество включений чешуек слюды и призматических зёрен апатита, реже пылевидного магнетита. Количество включений закономерно увеличивается от центральных частей к периферии зёрен. Почти все зёрна пироксена имеют зоны, образованные пластинчатыми выделениями титаномагнетита, расположенных на некотором расстоянии от внешнего контура зёрен. Таких зон в минерале может содержаться от 1 до 3–4 (рис. 6). По химическому составу пироксены соответствуют диопсидам с повышенным геденбергитовым миналом, за счёт большей концентрации железа, чем в вышеописанных хромдиопсидах (табл. 1, рис. 1). Примесь Cr_2O_3 в диопсидах находится на уровне следовых значений.

Щелочные и щелочно-ультраосновные породы массива Инагли представлены шонкинитами меланократовыми, шонкинитами псевдолейцитовыми и нефелиновыми, сиенитами щелочными меланократовыми, пуласкитами, сиенитами щелочными и пегматитами. Шонкиниты меланократовые сложены преимущественно клинопироксеном (30–40 об.%), КПШ (20–30 об. %), оливином (до 15 об. %), титаномагнетитом (до 4 об. %), апатитом (до 2 об.%), флогопитом (до 5 об. %), иногда присутствует нефелин. В псевдолейцитовых шонкинитах обнаружены характерные округлые формы, сложенные псевдолейцитом – криптокристаллическими сростаниями калиевого полевого шпата и кальсилита (структуры распада лейцита). В нефелиновых шонкинитах содержание темноцветных минералов и апатита снижается: клинопироксена до 15–20 об. %, оливина до 3 об. %, флогопита до 3 об. %, а лейкократовых увеличивается: КПШ до 50–55 об. %, нефелина до 10 об. %. Большая часть клинопироксенов всех разновидностей шонкинитов по морфологическим особенностям и химическому составу основных компонентов сходны с диопсидами биотитовых пироксенитов (табл. 1, рис. 1), но отмечаются зёрна диопсид-авгитов и появление эгириновых миналов в пироксенах из нефелиновых шонкинитов. В мономинеральных фракциях, выделенных из шонкинитов с помощью тяжёлых жидкостей и магнитной сепарации, кроме диопсида, обнаружены единичные зёрна хромдиопсида (табл. 1, рис. 1).

Меланократовые сиениты отличаются от шонкинитов меньшим содержанием пироксена, повышенным содержанием калишпата, отсутствием оливина, присутствием амфибола, второстепенными минералами также являются слюды, среди акцессорных минералов обнаружены апатит, титанит, рудные минералы. Пироксен по химическому составу в меланократовых сиенитах соответствует диопсиду и диопсид-авгиту. В нефелиновых сиенитах обнаружены зональные пироксены, центральные части которых соответствуют диопсид-авгиту, а периферические – эгирину. В лейкократовых сиенитах пироксен по химическому составу соответствует эгирину, и чаще всего представлен вытянутыми игольчатыми идиоморфными и гипидиоморфными зёрнами, плеохроирующими от травянисто-зелёного до

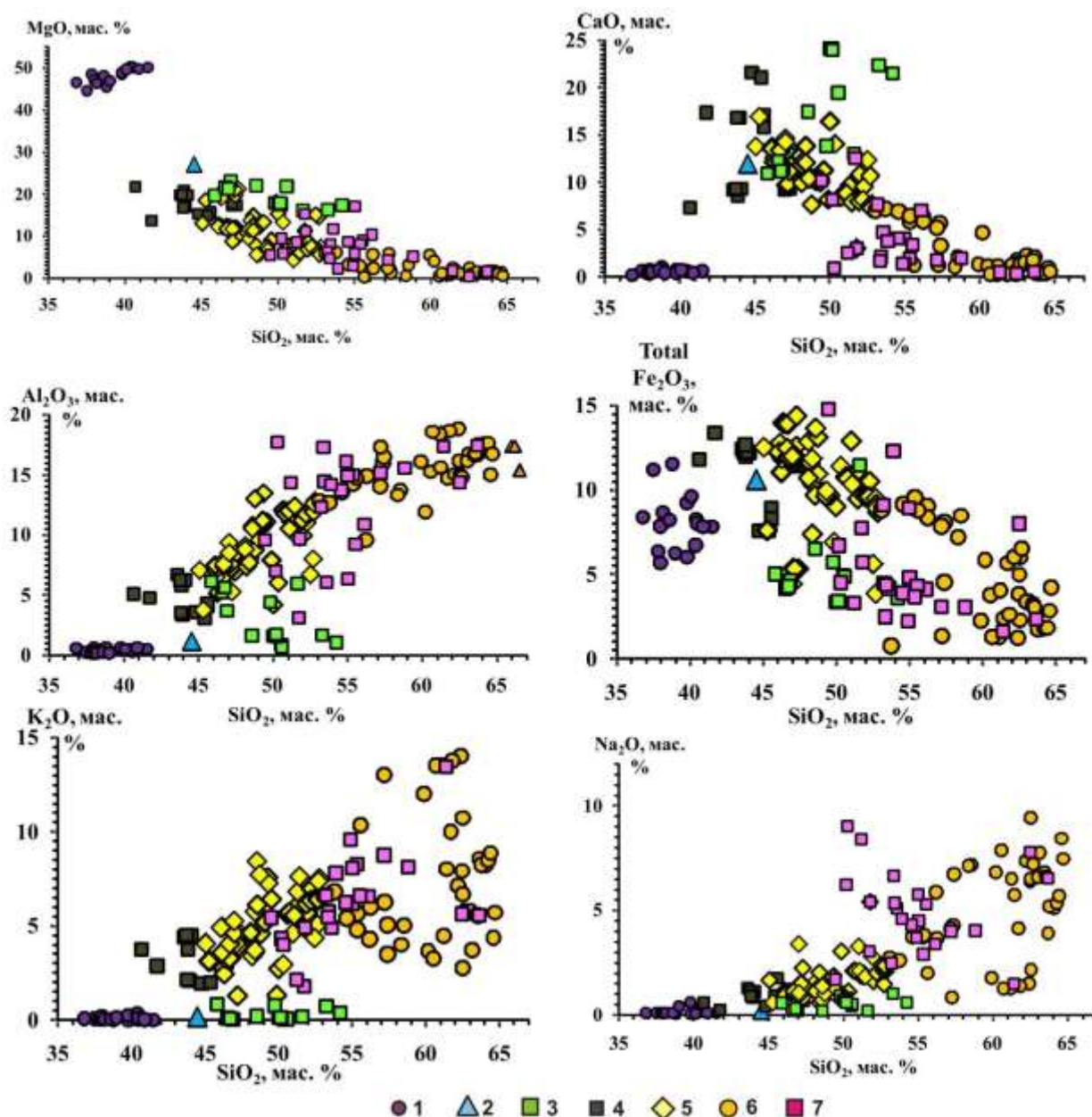


Рис. 5. Положение ультраосновных и щелочных пород массива на вариационных диаграммах парных корреляций петрогенных элементов.

Условные обозначения: 1 – дуниты, 2 – верлиты, 3 – хромдиопсидовые пироксениты с флогопитом, 4 – биотитовые пироксениты, 5 – шонкиниты оливиновые меланократовые, псевдолейцитовые и нефелиновые шонкиниты, 6 – сиениты щелочные меланократовые, пуласкиты, щелочные сиениты, 7 – щелочные пегматиты.

сине-зелёного цвета. Иногда, в лейкократовых сиенитах наряду с отдельными кристаллами встречаются шарообразные агрегаты, сложенные мелкими зёрнами эгирина. Как уже было сказано выше пегматиты Инаглинского массива по минеральному составу разделяются на три типа по [Ефимов и др., 1963]: диопсид-ортоклазовые (I тип), амфиболово-ортоклазовые (II тип) и микроклин-альбит-амфиболовые (арфведсонитовые) с эгирином и

натролитом (III тип). По химическому составу пегматиты соответствуют

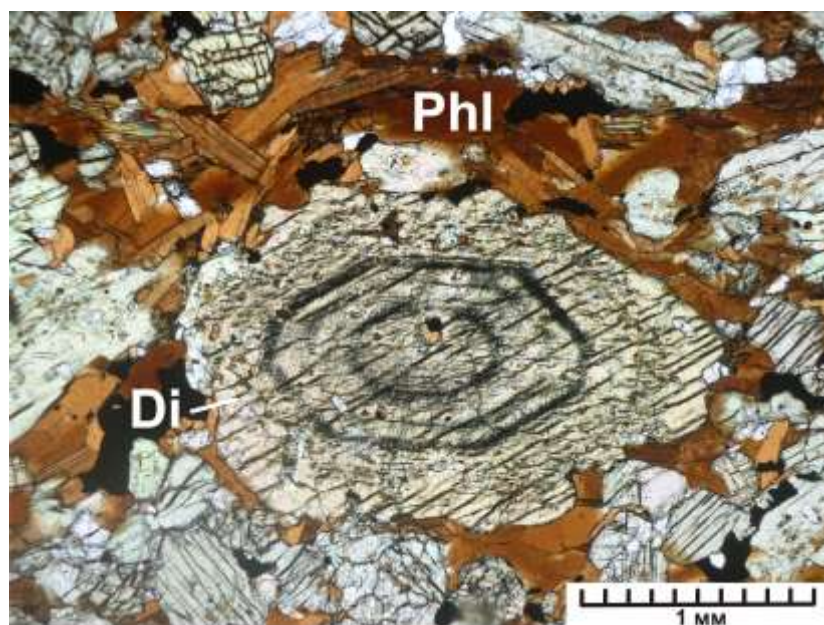


Рис. 6. Фотография шлифа биотитового пироксенита в проходящем свете без компенсатора.

Зерно диопсида с пойкилитовыми включениями флогопита, апатита и закономерными зональными пластинчатыми выделениями титаномagnetита.

щелочным породам массива. Для первого типа характерно присутствие футляровидных кристаллов пироксена, центральная часть которых сложена хромдиопсидом, а периферическая – диопсидом. В пегматитах второго типа пироксен соответствует диопсиду, а в пегматитах третьего типа – диопсид-эгирину и эгирину. Также стоит отметить, что на массиве была обнаружена дайка щелочного гранита, в котором пироксен по химическому составу соответствует диопсиду. В нём также была обнаружена примесь Cr_2O_3 до 0,23 мас. %. На диаграммах парных корреляций породообразующих элементов в клинопироксенах отмечается прямая корреляция между Na_2O и $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$ и увеличение их содержаний от ультраосновных пород к щелочным породам, прямая корреляция отмечается также между CaO и MgO , но их содержание от ранних дифференциатов к поздним уменьшается (рис. 1).

ВЫВОДЫ

Таким образом, приведённые данные по химическому составу пироксенов из ультраосновных и щелочных пород массива Инагли, позволяют установить их последовательное изменение в ряду хромдиопсид–диопсид–эгирин от ранних дифференциатов к поздним и, следовательно, предположить, что пироксены изменялись в соответствии с эволюцией магматического расплава, из которого кристаллизовались породы.

Основным механизмом формирования дунитов массива Инагли является

кристаллизационная дифференциация. Процесс кристаллизационной дифференциации и отделение ранней закристаллизованной фазы дунитов привели к накоплению более щелочного остаточного расплава, из которого в результате фракционной кристаллизации сформировалось щелочно-основные и щелочные породы массива по периферии дунитового ядра. По-видимому, при кристаллизации дунитового ядра, часть остаточного интерстициального расплава отжималась в трещины остывания или формировалась *in situ* в виде мелких хромдиопсид-флогопитовых прожилков и гнезд. Подобный механизм образования подтверждается наличием в дунитах даже на большой глубине хромдиопсидовых зёрен по составу идентичных пироксенам из хромдиопсидовых тел. Образование подобных жил из конечного продукта эволюции межзернового расплава известен и подробно рассмотрен в классических работах [Уэйджер и Браун, 1960; Шарков, 2006]. Однако основная серия тел хромдиопсидового пироксенита, местами обогащенного флогопитом, имеющая мощность 5–10 м и протяженность 1–3 км, образовалась при внедрении пироксенитового остаточного расплава по крупным трещинам, образовавшимся в дунитах после их кристаллизации.

Не совсем понятным остается вопрос, почему во всех породах Инаглинского комплекса кристаллизация пироксена начинается с хромдиопсида, хоть и в незначительных количествах, а его состав не соответствует химизму щелочной породы, из которой он кристаллизуется. Подобная тенденция характерна и для крупного Билибинского массива с полным набором пород от ультраосновных до гранитов. В гранитах Билибинского массива вместо чистого эгирина кристаллизуется диопсид-эгирин, а слюда содержит 18 мас.% (!) MgO [Владыкин, 1996]. Процесс химической дифференциации составов пород идет быстрее, чем та же дифференциация составов в минералах и химический состав пород определяется соотношениями разных минералов с «отстающим» составом темноцветных минералов [Владыкин, Радомская 2018].

Для Инаглинского массива можно предложить следующую магматическую схему массива:

Магматический расплав первичной магмы:
Дуниты
Верлиты
Хромдиопсидовые пироксениты с флогопитом
Пироксениты биотитовые
Шонкиниты оливинные меланократовые
Шонкиниты псевдолейцитовые и нефелиновые
Сиениты нефелиновые
Сиениты щелочные меланократовые и
лейкократовые (пуласкиты)
Пегматиты нефелиновые и щелочные
Граниты щелочные

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 19-05-00388 А). Интеграционного проекта ИИЦ СО РАН, блок 1.4

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев Г.В. Кондёрский массив ультраосновных и щелочных пород / Новосибирск: Наука. 1987. 75 с.
2. Богомолов М.А. Некоторые особенности петрологии массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите // Метасоматоз и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука. 1967. С. 312–363.
3. Владыкин Н.В. Билибинский массив – расслоенный высокодифференцированный комплекс калиевых ультраосновных-щелочных пород // ДАН. 1996. том 349. № 6. С. 792–794.
4. Владыкин Н.В. Алданская провинция К-щелочных пород и карбонатитов: вопросы магматизма, генезиса и мантийных источников // Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников. Иркутск. 2001. С. 18–45.
5. Владыкин Н.В. Модель зарождения и кристаллизации ультраосновных-щелочных карбонатитовых магм Сибирского региона, проблемы их рудоносности, мантийные источники и связь с плюмовым процессом // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 889–905.
6. Владыкин Н.В., Радомская Т.А. К-щелочные магматические системы: дифференциация от ультраосновных пород до гранитов // В сборнике: Геология магматизм и металлогения центра Азии. 2018: Рудно-магматические системы Сангилена (щелочные интрузивы, карбонатиты) Материалы I Всероссийской полевой конференции с международным участием. Отв. ред. А.А. Монгуш. Кызыл, 2018. С. 15-22. <https://elibrary.ru/item.asp?id=36354036>
7. Глаголев А.А., Корчагин А.М., Харченко А.Г. Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли / М.: Наука. 1974. 175 с.
8. Гурович В.Г., Землянухин В.Н., Емельяненко В.П. и др. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива / М.: Наука. 1994. 176 с.
9. 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.
10. Ельянов А.А., Моралев В.М. О возрасте ультраосновных-щелочных пород Алданской и Южно-Верхоянской провинций // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1973. № 10. С. 15–23.
11. Ефимов А.Ф., Кравченко С.М., Власова Е.В. К минералогии щелочных пегматитов Инаглинского массива // Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов // Труды. № 16. 1963. С. 141–175.
12. Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Малич К.Н., Лепихина Г.А. Sm–Nd и Rb–Sr (ID-TIMS) датирование апатит-флогопитовых клинопироксенитов в дунитовом ядре Кондерского массива на Алданском щите: новые данные // ДАН. 2012. Т. 445. № 5. С. 564–569.
13. Ибрагимова Э.К., Радьков А.В., Молчанов А.В., Шатова Н.В., Шатов В.В., Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Толмачева Е.В., Соловьев О.Л., Терехов А.В., Хорохорина Е.И. Результаты U–Pb (SHRIMP II) датирования цирконов из дунитов массива Инагли (Алданский щит) и проблема генезиса концентрически-

- зональных комплексов // Региональная геология и металлогения. 2015. Т. 62. С. 64–78.
14. **Каретников А.С.** К проблеме определения возраста массива Кондер // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 4. С. 76–83.
 15. **Каретников А.С.** Палеомагнетизм ультрамафитов массива Кондер и оценка его возраста: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск. 2010. 19 с.
 16. **Корчагин А.М.** Инаглинский плутон и его полезные ископаемые / М.: Недра, 1996. 156 с.
 17. **Малич К.Н., Ефимов А.А., Баданина И.Ю.** О возрасте дунитов Кондёрского массива (Алданская провинция, Россия): первые U-Pb изотопные данные // Докл. РАН. 2012. Т. 446. № 3. С. 308–312.
 18. **Наумов В.Б., Каменецкий В.С., Томас Р., и др.** Включения силикатных и сульфатных расплавов в хромдиопсиде Инаглинского месторождения (Якутия, Россия) // Геохимия, 2008. № 6. С. 603–614.
 19. **Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др.** Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов / М.: Наука. 1994. 381 с.
 20. **Орлова М.П.** Геологическое строение и генезис Кондерского ультрамафитового массива (Хабаровский край) // Тихоокеанская геология. 1991. Т. 10. № 1. С. 80–88.
 21. **Орлова М.П., Авдеева О.И., Федорова И.В., Яковлева Л.В.** Новые данные по радиологическому датированию Кондерского массива и вмещающих его пород (восточная часть Алданского щита) // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240. № 3. С. 677–680.
 22. **Пушкарев Ю.Д., Костоянов А.И., Орлова М.П., Богомолов Е.С.** Особенности Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb, Re-Os и K-Ar изотопных систем в Кондерском массиве: мантийный субстрат, обогащенный платиноидами // Региональная геология и металлогения. 2002. № 16. С. 80–91.
 23. **Радомская Т.А., Канева Е.В., Шендрик Р.Ю., Чубаров В.М., Владыкин Н.В.** Гакманит в пегматитах массива Инагли (Алданский щит) // «Минералогические музеи – 2019. Минералогия вчера, сегодня, завтра». Материалы научной конференции / Отв. ред. проф. А.И.Брусницын. Научное издание. – СПб.: С.-Петербург. гос. ун-т, 2019. С. 161–163.
 24. **Ронкин Ю.Л., Ефимов А.А., Лепихина Г.А., Родионов Н.В., Маслов А.В.** U-Pb датирование системы "бадделеит-циркон" платиноносного дунита Кондёрского массива (Алданский щит): новые данные // ДАН. 2013. Т. 450. № 5. С. 579–585.
 25. **Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В.** Условия формирования платиноносных ультраосновных массивов Юго-Востока Сибирской платформы // Петрология. 2011. Т. 19. № 6. С. 579–598.
 26. **Угрюмов А.Н., Киселев Ю.В.** О возрасте ультраосновных пород массива Инагли (Алданский щит) // Геология и геофизика. 1969. № 8. С. 19–24.
 27. **Уэйджер Л., Браун Г.** Расслоенные изверженные породы. М.: Мир. 1970. 551 с.
 28. **Шарков Е.В.** Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения / М.: Научный мир. 2006. 368 с.
 29. **Шуколюков Ю.А., Якубович О. В., Мочалов А. Г. и др.** Новый изотопный геохронометр для прямого датирования самородных минералов платины (^{190}Pt - ^4He метод) // Петрология. 2012. Т. 20. № 6. С. 545–559.
 30. **Якубович О.В.** Новый ^{190}Pt -He метод изотопной геохронологии для датирования минералов платины: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. СПб., 2013. 19 с.

Индикаторная роль шпинель-оливинового парагенезиса в установлении условий происхождения дунитов центральной части массива Кондер

Пономарев Г. П.¹, Владыкин Н.В.²

¹*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
684006, г. Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, 9
E-mail: ponomarev@kscnet.ru*

²*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1А
E-mail: vlad@igc.irk.ru*

Выполнены расчеты условий кристаллизации шпинель-оливинового парагенезиса из пород ядра щелочно-ультраосновного массива Кондер. Использована эмпирическая система уравнений для расчетов равновесия минерального парагенезиса.

Ключевые слова: оливин, шпинель, равновесие, массив Кондер.

Indicative role of spinel-olivine paragenesis in establishment of origin conditions of dunites of central part of the Konder massif

Ponomarev G.P.¹, Vladykin N.V.²

¹*Institute of volcanology and seismology FEB RAS 684006, Petropalovsk-Kamchatsky, Piypa blv., 9 E-mail: ponomarev@kscnet.ru*

²*Vinogradov Institute of Geology SB RAS 664033, Irkutsk, Favorsky st. 1A
E-mail: vlad@igc.irk.ru*

Calculations of crystallization conditions of spinel-olivine paragenesis from rocks of the core of Konder alkaline-ultrabasic massif were fulfilled. Empirical system of equations for balance calculation of mineral paragenesis was used.

Keywords: olivine, spinel, balance, Konder massif

ВВЕДЕНИЕ

Повышенные и промышленные концентрации элементов платиновой группы в континентальных сегментах земной коры (систематика из «Магматические горные породы» т5, 1988) в большинстве своем приурочены к ультрабазитовым ассоциациям - складчатых областей, этапам

тектономагматической активизации стабилизированных областей и их ассоциациям в древнейших областях Земли. Платиноиды в ультрабазитах этих ассоциаций, как правило, пространственно, в рамках породы, сконцентрированы совместно с хромитом (Пушкарев и др., 2015). Генетически массивы ультрабазитов из этих ассоциаций достаточно разнородны, что порождает и многообразие генетических моделей, входящей в эти породы минеральной ассоциации хромит, магнетит-минералы платиноидов.

Генезис концентрически-зональных ультраосновных массивов из ассоциации этапа тектоно-магматической активизации стабилизированных областей, также является предметом дискуссии и представлен широким спектром моделей. Интерес к этим массивам связан с тем, что некоторые из них послужили источниками рудной составляющей для образования россыпных месторождений элементов платиновой группы. По результатам изучения пород, слагающих эти массивы опубликовано большое число аналитических данных, как по составам пород этих массивов, так и участвующих в их строении минералах и включениям в этих минералах. Такого рода детальные аналитические исследования фазового состава пород позволяют использовать, для выяснения их генезиса, систему уравнений для парагенезиса расплав-шпинель-оливин представленную в работах [Пономарев, Пузанков, 2012; Пономарев, Пузанков, 2016] и критерий порогового содержания кальция в оливине [Пономарев, Пузанков, 2012; Пономарев, 2014а; 2014б; Пономарев, Пузанков, 2016].

ДАННЫЕ ПО СОСТАВАМ ФАЗ И РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

Вероятно, наиболее изученным среди подобных массивов в России (Кондер, Инагли, Чад и др.), приуроченных к юго-востоку Сибирской платформы является комплекс Кондер. Данные по строению массива, структурным особенностям дунитов и их минералогии были заимствованы из работ [Приходько, Пономарев, 1990; Некрасов и др., 1994; Симонов и др., 2011; Васильев, Гора, 2012; Пономарев, Пузанков, 2012; Пушкарев и др., 2015] и представлены в обобщенном виде. Общим для этих магматических тел является концентрически зональное строение с центральным дунитовым ядром. Это ядро, на примере массива Кондер, обычно неоднородно по структурно- текстурным признакам. Мелкозернистые разности дунитов развиты преимущественно в краевых частях ядра, а основной же его объем сложен среднезернистыми разностями местами переходящими в крупнозернистые. Центральное тело массива сложено собственно дунитами, среди которых присутствует и некоторая доля оливинитов. Породы имеют преимущественно гипидиоморфную структуру и массивную текстуру. Основным пороодообразующим минералом является магнезиальный оливин (Fo 85-92). В случаях включения кристаллов оливина в хромитовые

кристаллы, первые имеют минимальную железистость. Исследованные кристаллы оливина в подавляющем большинстве случаев содержат в своем составе от 0.1 вес. % до 0.7 вес. % СаО. Доля кристаллов низко кальциевого оливина (содержащего менее 0.1 вес.% СаО) не превышает 1-2 %. Отчетливой связи между железистостью кристаллов оливина и содержаниями в них СаО не наблюдается. Основным акцессорным минералом в породе являются несколько генераций шпинели, представленных в основном феррихромитом и менее распространенным хроммагнетитом. По структурным взаимоотношениям шпинелей в породе различают интерстиционную разность, количественно преобладающую, и хадакристаллы в оливине. К числу акцессорных в дунитах могут быть отнесены также клинопироксены, амфиболы, флогопит и самородные минералы – железа, меди, олова, сурьмы и графита. Кроме того, в отдельных блоках дунитового ядра в ограниченном количестве присутствуют жилы и гнезда, сложенные сульфидами (пирротин, пентландит, пирит, халькопирит, арсенопирит). Главной рудной компонентой комплекса, сосредоточенной в дунитовом ядре, являются гнезда, жилы, линзы и шпирсы рудной шпинели–преимущественно феррихромита. Эти скопления шпинели в породе содержат платиноиды, в основном в виде твердых растворов. Вторичные изменения представлены серпентинизацией, затрагивающей до 25 % породы, но с глубиной уменьшающейся, а ниже ~ 0.5 км от дневной поверхности, отсутствующей.

Интерес представляет генезис собственно ряда пород дунитового ядра и слагающих их минеральных фаз. Были собраны данные по составам оливина, шпинели и расплавных включений из дунитов (Приходько, Пономарев, 1990; Симонов и др., 2011) (Табл. 1, 2.)

Использованы следующие данные. Из работы [Приходько, Пономарев, 1990] использованы 4 пары составов оливин-шпинелевой ассоциации из дунитов ядерной зоны и хромитовых руд, представляющие наиболее и наименее магнезиальные разности этих фаз; из работы [Симонов и др., 2011] использованы составы оливинов из расплавных включений в хромшпинелидах и составы хромшпинелидов, часть из которых представляют их составы в непосредственной близости от наиболее крупных расплавных включений. Для исследований были собраны и использованы 14 оливин-шпинелевых парных анализов. Это 4 оливин-шпинелевые пары (1-3 - среднезернистые дуниты и 4 - хромитовые руды)) и 10 пар различных вариантов сочетаний составов оливинов из расплавных включений (анализы 5, 6) с составами шпинелей (анализы 7-11). Все эти пары были проверены на равновесность предполагаемого парагенезиса оливина и шпинели в случае их кристаллизации в «сухом» расплаве, используя 5 формул из работы (Пономарев, Пузанков, 2012), для случая флюидосодержащего расплава 4 формулы (69, 71, 75, 76) из работы (Пономарев, Пузанков, 2016). Критерием равновесности или неравновесности оливин-шпинелевых пар служила

Таблица 1.

Составы кристаллов оливина и шпинели, использованные для расчетов (вес.%).

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
1	40.39	0.03	0.04	0.02		9.08	0.19	49.07	0.08
		0.55	6.86	51.28	13.01	21.16	0.51	8.01	
2	39.92	0.01	0.05	0.02		8.52	0.18	49.57	0.22
		0.68	5.68	42.6	21.77	21.8	0.51	7.2	
3	39.75	0.03	0.04	0.04		8.5	0.15	50.27	0.29
		0.57	6.75	54.14	10.49	19.17	0.44	9.26	
4	40.01	0.03	0.03	0.01		9.88	0.21	48.04	0.29
		0.77	6.24	52.08	12.83	17.19	0.4	10.42	
5	41.25			1.18		6.67		49.66	1.24
6	40.54			1.36		4.78		52.78	0.53
7		0.65	7.06	50.95	12.24	21.58	0.51	7.65	
8		0.71	7.35	50.74	12.47	20.3	0.49	8.56	
9		0.67	6.85	50.31	13.63	20.96	0.49	8.13	
10		0.72	7.34	51.14	11.87	21.2	0.44	8.04	
11		0.65	6.99	51.62	11.98	19.54	0.47	8.9	

Примечание: анализы 1,2,3,4– оливин-шпинелевые пары (Приходько, Пономарев, 1990, таблица 1); 5,6 – оливины из расплавных включений в шпинели (Симонов и др., 2011, таблица 4); 7-11 шпинели (Симонов и др., 2011, таблицы 2, 3).

величина среднеквадратичной ошибки.. Эти расчеты позволяют утверждать следующее. Все оливин-шпинелевые пары не равновесны в варианте их кристаллизации в «сухих» условиях; оливин-шпинелевые пары (анализы 1–4, таблица 1) можно считать равновесными для варианта флюидизированного (вода) расплава в интервале давлений ~1–1,5 ГПа (формула 76 позволяет учесть влияние давления на равновесие); оливины (анализы 5, 6) из расплавных включений в шпинели не равновесны ни с одним составом шпинели (анализы 7-11), как для случая кристаллизации в «сухих» условиях, так и с участием флюидной составляющей. Это указывает на их кристаллизацию собственно в расплавном включении и позволяет использовать составы пар расплав-оливин для расчетов условий кристаллизации. Для расчетов условий кристаллизации расплавных включений были использованы составы оливинов из расплавных включений (анализы 5, 6, таблица 1) и стекол (анализы 1-3, таблица 2). Было сформировано 6 пар

Таблица 2.

Составы стекол из раскристаллизованных расплавных включений в шпинели, использованные для расчетов (вес.%).

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	44.57	0.44	14.53	2.31	4.68	16.48	9.29	2.79	4.91
2	46.63		8.75	1.34	12.43	10.29	14.05	1.44	5.06
3	50.46		13.25	1.38	5.12	8.94	10.99	5.55	4.30

Примечание: анализы составов стекол из таблицы 4 (Симонов, Приходько, Ковязин 2011).

составов системы расплав-оливин, по которым рассчитывались возможные условия кристаллизации оливина. Расчеты проводились с использованием 2 групп формул созданных по массиву экспериментальных данных с недосыщенным флюидом расплавом (как наиболее вероятный) (таблица 3) и созданных по массиву данных с известными содержаниями воды в расплаве (таблица 4). Используемые формулы приведены в работе (Пономарев, Пузанков, 2016). В формулах с 23 по 29 из этой работы для расчета искомой величины используются составы расплава и оливина; в формулах с 31 по 34 используется только состав расплава.

В идеальных условиях в случае равновесия кристалла и расплава и равновесия самого расплава все рассчитанные значения температуры, давления, содержания элементов в расплаве в независимости от набора используемых в той или иной формуле величин, должны находиться в рамках значений среднеквадратичных ошибок. Это является критерием для выбора значений рассчитанных величин. С учетом разбросов полученных значений одной и той же величины и величин среднеквадратичных ошибок к каждой из формул, приведенных в работе (Пономарев, Пузанков, 2016) можно полагать, что наиболее близкой к равновесию является система (№ п/п 4, таблица 3), состоящая из оливина (таблица 1, анализ 6) и расплава (таблица 2, анализ 1). Условия кристаллизации недосыщенного флюидом расплава отвечают температуре равновесной кристаллизации $\sim 1320-1360 \pm 40$ С⁰ и давлению $\sim 2 \pm 0.3$ ГПа.

Для расчетов условий кристаллизации системы водосодержащий расплав-оливин по формулам из работы (Пономарев, Пузанков, 2016) было использовано значение содержания H₂O в расплаве 1 и 2 вес.%. Это значения близки к минимальному предполагаемому содержанию воды во флюидизированных островодужных магмах (Пономарев, Пузанков, 2016), как наиболее изученных. Вместе с тем приводимые в литературе числовые значения содержания воды в магмах различных геодинамических обстановок разнятся и имеют достаточно широкие вариации. Для расчетов были использованы те же 6 вариантов сочетаний составов системы расплав-оливин, а именно составы оливинов из расплавных включений (анализы 5, 6, таблица 1) и анализы стекол (1-3, таблица 2).

Таблица 3.

Результаты расчетов условия равновесной кристаллизации оливина в расплавных включениях из хромшпинели в варианте недосыщенного флюидом расплава.

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Модель	Т°С		Атомные количества, %				Т°С	Р _{ГПа}	Атом.кол., %	
1	1395	1284	-2.52	-2.54	-2.81	-6.30	1361	1.8	-2.91	-0.85
2	1235	1238	4.51	4.26	0.94	3.41	1228	0.5	3.91	-4.56
3	1288	1437	5.84	5.78	5.38	8.04	1265	0.5	8.30	-6.65
4	1336	1319	0.39	0.42	-4.10	-3.41	1361	2.0	-2.91	-0.09
5	1183	1277	7.41	7.16	-0.15	6.33	1228	0.7	3.91	-3.80
6	1235	1522	8.79	8.70	4.24	10.96	1265	0.6	8.30	-5.89

Примечание: Модель 1-3 - расплав-оливиновая система с составом оливина 5 (таблица 1), 4-6 - расплав-оливиновая система с составом оливина 6 (таблица 1). № п/п 1- значение равновесной температуры (формула 23); 2- значение равновесной температуры (формула 24); 3 и 4 – разница между рассчитанным(по формулам 25 и 26) и реальным содержанием Al в расплаве (стекле); 5 и 6 – разница между рассчитанным (по формулам 28 и 29) и реальным содержанием Mg в стекле; 7 – значение равновесной температуры, полученное только по составу расплава (формула 31); 8 - величина равновесного давления, полученное по составу расплава (формула 32); 9 и 10 – разница между рассчитанным (по формулам 33 и 34) и реальным содержанием Mg в расплаве.

Наиболее равновесным, судя по различиям рассчитанных величин с учетом среднеквадратичных ошибок, является модель 4 (таблица 4), состоящая из оливина (таблица 1, анализ 6) и расплава (таблица 2, анализ 1). Условия кристаллизации, наиболее близкие к реальному отвечают содержанию воды в расплаве ~ 1 вес.%, температуре равновесной кристаллизации ~ 1300-1340 ± 50 С⁰ и давлению ~ 1.6 – 1.8 ± 0.2 ГПа.

Для расчетов условий кристаллизации системы расплав- шпинель недосыщенный флюидом были использованы составы гомогенизированных расплавных включений в шпинели (Симонов и др., 2011, табл. 5, анализы 2.2, 11.1, 11.3, 9.3, 8.6), приведенных ниже в таблице 5 в порядке убывания содержания магния в стекле. Широкий диапазон составов закалочных стекол (таблица 5) говорит о том, что они не равновесны с достаточно однородным составом шпинели (Симонов и др., 2011, таблица 1, анализы 7-11). Используются наиболее и наименее магнезиальные разности составы шпинелей (Симонов и др., 2011, таблица 1, анализы 10, 11). Было сформировано 10 пар анализов расплав-шпинель, использованных для расчетов.

Все рассчитанные величины с учетом среднеквадратичных ошибок демонстрируют отсутствие равновесия во всех сформированных парах, как между составами шпинели и расплавом, а также между элементами в расплавах. На это указывают следующие результаты: полученные численные

Таблица 4.

Результаты расчетов условия кристаллизации оливина в расплавных включениях из хромшпинели в варианте с известным содержанием воды в расплаве.

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Модель	Т°С							РГПа	Атом. кол. %			Т°С	РГПа
1	1375	1367	1205	1302	1328	1273	1289	1.2.	0.68	-3.0	-4.4	1243	14.7
2	1287	1279	1114	1212	1238	1144	1160	1.2	4.9	0.8	1.5	1169	13.0
3	1354	1346	1169	1271	1297	1203	1218	1.2	6.8	3.2	5.4	1219	13.2
4	1341	1334	1288	1302	1328	1315	1331	1.8	-0.3	-1.7	-4.4	1244	15.8
5	1259	1251	1196	1216	1242	1187	1203	1.8	3.9	1.8	1.5	1169	14.1
6	1324	1316	1251	1274	1300	1245	1261	1.8	5.8	4.4	5.4	1219	15.7

Примечание: № п/п: 1-значение равновесной температуры (формула 47, содержание воды в расплаве 1 вес.%); 2- значение равновесной температуры (формула 47, содержание воды в расплаве 2 вес.%); 3- значение равновесной температуры (формула 48); 4- значение равновесной температуры (формула 49, давление - 1.4 ГПа, 2 вес.% H₂O); 5- значение равновесной температуры (формула 49, давление - 1.8 ГПа, 2 вес.% H₂O); 6- значение равновесной температуры (формула 50, давление - 1.4 ГПа); 7- значение равновесной температуры (формула 50, давление - 1.8 ГПа,); 8- величина равновесного давления (формула 51, 2 вес.% H₂O); 9-разница между расчетным (формула 52, 2 вес.% H₂O) и реальным содержанием Al в расплаве (стекле); 10- разница между рассчитанным (формула 53) и реальным содержанием Mg в стекле; 11- разница между рассчитанным по составу расплава (формула 56, 2 вес.% H₂O) и реальным содержанием Mg в стекле; 12- значение равновесной температуры, полученное только по составу расплава (формула 57, давление-1.8 ГПа, 2 вес.% H₂O); 13- величина равновесного давления, полученное по составу расплава (формула 59, 2 вес.% H₂O).

Таблица 5.

Составы прогретых расплавных включений из кристаллов шпинели (вес. %).

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	39.47	0.18	7.82	1.52	10.57	0.24	29.84	4.21	1.86	2.31	0.38
2	41.07	0.28	11.85	1.30	6.50	0.13	25.68	4.51	3.3	2.72	0.49
3	42.26	0.37	13.87	1.70	6.54	0.1	20.93	5.48	4.22	3.29	0.43
4	45.71	0.22	8.60	1.02	9.63	0.16	12.28	14.87	1.51	3.96	0.49
5	47.87	0.37	11.69	1.20	5.10	0.06	9.20	14.00	2.86	4.53	0.84

Таблица 6.

Результаты расчетов условий кристаллизации системы расплав-шпинель в варианте недосыщенном флюидом расплаве.

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
	Т°С			P _{GPA}	Атом. кол. %			
1	1478	1268	1148	2.15	25.54	-19.88	-27.7	-1.72
2	1404	1178	1374	0.32	26.45	-18.03	-24.9	-2.61
3	1328	1152	1316	-0.91	24.79	-13.6	-20.31	0.19
4	1213	1157	1181	-1.76	8.53	0.6	-9.15	12.83
5	1157	1074	1119	-2.94	10.33	1.92	-7.02	11.18
6	1487	1295	1463	3.00	24.44	-18.66	-26.91	-1.72
7	1413	1204	1389	1.16	25.35	-16.81	-24.4	-2.61
8	1337	1179	1331	-0.07	23.7	-12.37	-19.83	0.19
9	1222	1184	1196	-0.91	7.43	1.82	-8.6	12.83
10	1167	1101	1134	-2.09	9.23	3.14	-6.6	11.18

Примечание. № п/п: 1, 2, 3 - значения равновесной температуры (формулы 1, 2, 3); 4- значение равновесного давления (формула 4); 5- разница между рассчитанным и реальным содержанием кремния в расплаве (формула 5); 6,7- разница между рассчитанным и реальным содержаниями магния в расплаве (формулы 6 и 7); 8- равновесное распределение элементов в расплаве (формула 8).

значения давления не имеют физического смысла - наблюдаются существенные расхождения между рассчитанными и реальными содержаниями кремния и магния в расплаве. Из созданных пар наиболее приближен к равновесию с составами шпинели расплав (таблица 5, 3), содержащий ~21 вес. % MgO и дающий с составами шпинели расчетные температуры равновесия $\sim 1330-1340 \pm 40$ С°.

В таблице 7 представлены результаты расчетов по уравнениям для системы расплав-шпинель с известным содержанием воды.

Полученные значения, как и в случае расчетов для варианта недосыщенного флюидом расплава, отчетливо демонстрируют отсутствие как полного равновесия между составами шпинели и расплава, так и в содержаниях элементов в самом расплаве (многократно превышают величины среднеквадратичных ошибок). С некоторой долей осторожности можно принять в качестве вероятных значений давления – $1.6-1.9 \pm 0.3$ ГПа.

Таблица 7.

Результаты расчетов условий кристаллизации системы расплав-шпинель в варианте с известным содержанием воды.

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Модель	T°C	P _{GPA}		Атом. кол. %							T°C
1	1095	1.6	1.8	-0.36	-1.32	0.42	-1.02	16.42	-22.7	-11.4	1628
2	1042	1.7	1.9	-1.36	-3.19	-1.34	-2.92	0.46	-20.4	-13.5	1536
3	1037	1.7	1.9	-1.4	-2.93	-1.45	-2.76	1.28	-17.1	-11.4	1438
4	1294	0.9	0.9	6.08	5.86	5.66	5.47	4.97	-6.7	7.33	1348
5	1237	0.8	0.8	4.71	4.29	4.34	3.98	3.94	-5.51	5.06	1262
6	1093	1.6	1.8	0.03	-1.55	0.18	-1.17	26.78	-21.3	-11.4	1629
7	1042	1.7	1.9	-1.69	-3.42	-1.59	-3.07	2.59	-19.3	-13.5	1536
8	1038	1.7	1.9	-1.73	-3.15	-1.69	-2.91	2.78	-16.2	-11.4	1439
9	1298	0.9	0.9	5.75	5.64	5.41	5.32	5.96	-5.75	7.33	1349
10	1243	0.8	0.8	4.38	4.07	4.1	3.83	4.64	-4.74	5.06	1262

Примечание. № п/п: 1-значения равновесной температуры (формула 14, давление-1.8 ГПа, 2 вес.% H₂O); 2, 3- рассчитанные значения равновесного давления (формула 15, значения температуры взяты из разделов 2 и 3 таблицы 6, 2 вес.% H₂O); 4, 5- разница между рассчитанными и реальными содержаниями алюминия в расплаве (формулы 16, значения температуры взяты из разделов 2 и 3 таблицы 6); 6, 7- разница между рассчитанными и реальными содержаниями алюминия в расплаве (формулы 17, значения температуры взяты из разделов 2 и 3 таблицы 6); 8, 9 – разница между реальными и рассчитанными содержаниями магния в расплаве (формулы 18 и 19, значения температуры взяты из раздела 2 таблицы 6, значения давления из раздела 3 таблицы 7); 10- равновесное распределение элементов в расплаве (формула 21, 2 вес.% H₂O); значение равновесной температуры по составу расплава (формула 22, значение давления 3, этой таблицы).

Результаты расчетов условий кристаллизации систем шпинель-оливин, расплав-оливин, расплав-шпинель позволяют сделать следующие выводы: шпинель-оливиновый парагенезис кристаллизовался из флюидосодержащего расплава; оливин, образовавшийся в расплавных включениях в шпинели кристаллизовался при равновесной температуре $\sim 1300-1340 \pm 50^\circ$ и давлении $\sim 1.6 - 1.8 \pm 0.2$ ГПа.; наиболее равновесным с этим составом оливина является расплав с содержанием MgO $\sim 16-17$ вес.%; состав шпинели отчасти равновесен с расплавом, содержащим ~ 21 вес.% MgO и

условиями кристаллизации $-1300-1340 \pm 40\text{C}^0$ и давлении- $1.6-1.9 \pm 0.3$ ГПа. Эволюция расплава шла с уменьшением содержаний MgO от ~ 21 вес.% до $\sim 16-17$ вес.%. Полученные численные значения условий кристаллизации фаз не являются, в полном смысле этого слова, равновесными. Так, например, систему стекло расплавно-включения-шпинель по содержаниям ряда элементов в расплаве (см. табл. 6 и 7) можно считать пригодной для расчетов по уравнениям, соответствующим равновесным условиям, с некоторой долей условности. Это обязано широкому диапазону составов расплавных включений в шпинели при достаточно узком диапазоне составов самой шпинели. Одним из вариантов объяснения может быть влияние кристалла хозяина включения – шпинели. Приводимые составы расплавных включений по данным (Симонов и др. 2011) содержат до ~ 6 вес. % Cr_2O_3 , что не типично для магматических расплавов, образовавших, например, расслоенные интрузивные массивы. Влияние шпинели, включающей расплавно-включение может быть двояким. С одной стороны это может быть диффузионное обогащение хромом из кристалла шпинели в расплав. С другой стороны эти высокие содержания хрома в составе расплавно-включения могут быть отчасти мнимыми величинами из-за влияние подложки при анализе электронным зондом. Но, в целом полученные расчетные оценки условий образования шпинель-оливинового парагенезиса совпадают с результатами приведенными в работе [Симонов и др., 2011]: магматогенная природа ультрабазитов; водосодержащие магмы; температуры гомогенизации расплавных включений более 1300C^0 ; минимальная расчетная температура кристаллизации оливина из расплавных включений в шпинели- 1230C^0 . Идеальные расчетные равновесные значения условий кристаллизации (расчетные значения всех величин, включая однородные величины, рассчитанные по разным уравнениям, различаются не более 1-2 значений среднеквадратичной ошибки) могут быть получены путем решения систем уравнений с итерациями и минимизацией невязок, учитывая величины среднеквадратичных ошибок для каждого уравнения в варианте программного комплекса.

В случае магматического генезиса минеральных фаз (шпинель, оливин), слагающих дуниты, одним из вариантов образования этой породы может быть кумуляция этих фаз из расплава (Васильев, Гора, 2012). В этом варианте ограничения являются отсутствие переуравновешивания минеральных фаз, так как во многих интрузивных породах расчетные температуры ($700-800\text{C}^0$) соответствуют температурам закрытия обменных межфазовых реакций, свидетельствующие о длительности их остывания, а также и барические условия ($\sim 40-50$ км) их образования, что позволяет предположить кумуляцию фаз, или в периферическом очаге с последующим выжиманием кумулата в виде протрузии, или накопление оливин-шпинелевых кристаллов в подводящем канале. Непонятным является отсутствие интеркумулусных фаз и структур, хотя можно допустить

удаление межкристаллического расплава путем его выжимания(?). Другой проблемой являются размеры ядра массива (~ 5.5 км) и форма, так как обычно подводные каналы на разноглубинных эрозионных срезах представлены дайками или их полями.

Хромититы (Пушкарев и др., 2015) дунитового ядра Кондера сложены рядом неравновесных минеральных ассоциаций, указывающих на пневматолито-гидротермальную природу хромшпинелидов из хромплатиновых руд. Хорошим аргументом в пользу этого вывода является низко кальциевый состав оливинов из включений в хромшпинелиды из цемента руд. В работе (Пушкарев и др., 2015) приведены 32 состава этих кристаллов оливина из которых 31 кристалл является низко кальциевой разновидностью. Произошла ли потеря кальция этими кристаллами, или они изначально имели метасоматическую природу не ясно. Однозначно только то, что их состав не соответствует равновесию с расплавом и указывает на метасоматическую природу. В хромититах сохраняются и равновесные с расплавом оливин-шпинелевые пары (таблица 1, 4), что позволяет полагать, что процесс формирования платиноносных хромититов начинался в магматическую стадию образования дунитов и продолжался вплоть до пневматолито-гидротермальной стадии.

По данным, собранным в работе (Пономарев, 2014⁶), для ряда платиноносных массивов урало-аляскинского типа низко кальциевые разновидности оливина являются преобладающими и шпинель-оливиновая ассоциация переуравновешена при метасоматических преобразованиях пород. Но в этой группе есть и массивы, например Нижнетагильский, в которых сосуществующие генетические разновидности оливина представлены кальций-одержающими кристаллами. Это требует детального анализа генезиса оливина в массиве.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Генезис концентрически-зональных ультраосновных массивов рассмотрен на основе данных по составам фаз ассоциации шпинель-оливин-расплав (расплавные включения) из дунитового ядра массива Кондер. Для оценок условий образования была использована система уравнений, созданная на основе экспериментальных данных, позволяющая оценивать равновесность фаз в этой системе. Основываясь на их равновесности возможно рассчитать численные значения равновесных температуры, давления и содержания магния в расплаве. Кроме того, для составов оливинов, образовавшихся из расплава и изменивших состав при метасоматических преобразованиях было использовано содержание кальция в этих кристаллах. Полученные результаты позволяют полагать, что кристаллизация шпинель-оливинового парагенезиса происходила из флюидсодержащего высокомагнезиального расплава (MgO от ~ 21 вес.%)

при температуре $-1300-1340 \pm 40\text{C}^0$ и давлении- $1.6-1.9 \pm 0.3$ ГПа. Это позволяет предположить возможность реализации процесса кумуляции этих фаз в периферическом очаге. Образование хромититов начинается в магматическую стадию и продолжается в метасоматическую стадию становления массива.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту IX. 129.1.4. и при финансовой поддержке РФФИ (19-05-00388 А), Интеграционного проекта ИИЦ СО РАН, блок 1.4

ЛИТЕРАТУРА

1. **Васильев Ю. Р., Гора М.П.** Природа дунитов и оливинитов в щелочно-ультраосновных интрузивных комплексах Сибирской платформы // Доклады АН. 2012. Т. 442(3). С. 356-359.
2. Магматические горные породы. М.: Наука. 1988. Т. 5. 508 с. **Некрасов И. Я., Ленников А. М., Октябрьский Р. А., Залищак Б.Л., Сапин В.И.** Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов М.: Наука. 1984. 381 с
3. **Пономарев Г.П., Пузанков М.Ю.** Распределение породообразующих элементов в системе основной-ультраосновной расплав-шпинель, оливин, ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз по экспериментальным данным: геологическое приложение. М.: ПРОБЕЛ. 2012. 664 с.
4. **Пономарев Г.П.** Содержание кальция в кристаллах оливина, выросших из экспериментальных расплавов. Часть 1 // Литосфера. 2014^a. N 4. С. 66–79.
5. **Пономарев Г.П.** Содержания кальция в кристаллах природного оливина, как показатель их генезиса. Часть 2 // Литосфера. 2014^b. N 5. С. 57–70.
6. **Пономарев Г.П., Пузанков М.Ю.** Распределение породообразующих элементов в системе расплав-шпинель-оливин с участием водного флюида по экспериментальным данным // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. Т. 32(4). С. 59-72.
7. **Приходько В.С., Пономарев Г.П.** Составы породообразующих минералов дунитов Кондерского массива // Тихоокеанская геология. 1990. N 2. С. 59–69.
8. **Пушкарев Е.В., Каменецкий В.С., Морозова А.В., Хиллер В.В., Главатских С.П., Родемани Т.** Онтогенез рудных хромшпинелидов и состав включений как индикаторы пневматолито-гидротермального образования платиноносных хромититов массива Кондер (Алданский щит) // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57(6). С. 394-423
9. **Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В.** Условия формирования платиноносных ультраосновных массивов юго-востока Сибирской платформы // Петрология. 2011. Т. 19(6). С. 579-598

Генетическая роль содержаний кальция в составах кристаллов оливина из ультраосновных-основных пород.

Пономарев Г. П.¹, Владыкин Н.В.², Радомская Т.А.²

¹*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН E-mail: ponomarev@kscnet.ru*

²*Институт геохимии им.А.П.Виноградова СО РАН E-mail: vlad@igc.irk.ru*

Представлены результаты генетической систематизации составов оливина, образовавшегося, как в экспериментальных условиях, так и его природных разновидностей из пород основного ультраосновного составов различных фаций глубинности и образовавшихся в различных геодинамических обстановках. Критерием для генетических различий являются особенности содержаний кальция в кристаллах оливина.

Ключевые слова: кальций, оливин, равновесие.

Genetic role of calcium contents in compositions of olivine crystals from ultrabasic-basic Rocks

Ponomarev G.P.¹, Vladykin N.V.², Radomskaya T.A.²

¹*Institute of volcanology and seismology FEB RAS E-mail: ponomarev@kscnet.ru*

²*Vinogradov Institute of Geology SB RAS E-mail: vlad@igc.irk.ru*

Results of genetic systematization of olivine compositions were presented. This olivine was occurred as a result of both experimental conditions and natural varieties from basic-ultrabasic composition rocks of different depth facies which were originated in different geodynamic conditions. Characteristics of calcium contents in olivine crystals are criteria for genetic distinctions.

Keywords: calcium, olivine, balance

ВВЕДЕНИЕ

Минералы групп оливина, будучи практически постоянными участниками минеральных ассоциаций в породах ультраосновного и основного составов, являются широко используемыми индикаторами их

генезиса. Для генетических построений используются два вида инструментов, основанных на составах кристаллов оливина–дискриминационные диаграммы и уравнения, связующие составы оливина и иных фаз из данной ассоциации с физико-химическими условиями их образования. Наиболее значимыми генетическими критериями по содержанию малых элементов, как правило, служат обобщения большого числа данных по их содержаниям в природных разностях оливина и созданные на этой основе дискриминационные диаграммы. Содержания элементов образующих решетку оливина являются преимущественно значимыми генетическими критериями в виде уравнений для расчетов температур, давлений, фугитивности кислорода, равновесия с расплавом и другими фазами в породе, степени плавления и т. д.

Для оливина, благодаря с развитию прецизионных методов локального анализа востребованными являются обе группы элементов. Среди малых элементов для генетических построений обычно используются содержания Ni, Co, Mn, Cr, Ti, Ca. Вероятно, одним из наиболее значимых генетических индикаторов для оливина, служит пороговое содержание окиси кальция (0.1 вес. %) в его составе. Этот критерий был выявлен и показан в работе [Simkin, Smith, 1970]. Его существование было объяснено авторами влиянием глубины кристаллизации – давления. В исследованиях за прошедший период (эксперименты, природные данные) не уделялось должного внимания соотношениям кальций содержащих и низко кальциевых (менее 0.1 вес. % CaO) разностей оливина в получаемых результатах и зачастую не соответствующих выводу [Simkin, Smith, 1970]. В работах [Пономарев, Пузанков, 2012; Пономарев, 2014а; 2014б; Пономарев, Пузанков, 2016] на основе обобщения большого числа данных по экспериментальным исследованиям расплавных систем с участием оливина в широком диапазоне условий, а также и по результатам систематизации его природных разностей, была показана ошибочность этого вывода. Однако среди экспериментальных данных, так и по природным разностям оливинов накопился ряд фактов (по содержаниям кальция в них), как подтверждающих и усиливающих, предложенный нами вариант объяснения, так и не согласующихся с ним.

Целью данной работы является демонстрация собранных фактов и рассмотрены возможные варианты их объяснения.

Генетический критерий – пороговое содержание CaO в оливине.

Благодаря развитию методов микроанализа стало возможным локальное определение содержания элементов в минеральной фазе до 3 - 4 знака после запятой. Это послужило толчком для создания геотермометров с использованием содержаний элементов - примесей в оливине. На основе межфазового распределения кальция по экспериментальным данным предложено несколько геотермометров, например геотермометр [Shejwalkar,

Coogan, 2013]. В работе [Gavrilenko et al., 2016], используя прецизионные определения содержания кальция, предложена зависимость содержания H_2O в расплаве от величины K_d ol/m для CaO. Проверка связи K_d - H_2O по межфазовому распределению кальция на 3 массивах экспериментальных данных (310 т., 333 т., 115 т.), используемых в работе (Пономарев, Пузанков, 2016) показала следующее. Зависимость величины K_d ol/m для Ca от содержания магния в расплаве, отражает криволинейную зависимость связи содержания магния и кальция в расплаве, равновесном с оливином. Что обязано низкой связи содержания кальция в оливине от его содержания в расплаве (среднее значение коэффициента корреляции по 3 массивам - 0.37) и меняется от выборки к выборке. Зависимости величины K_d ol/m для Ca от состава оливина, состава расплава, P – T условий показала достаточно высокую отрицательную зависимость его только от содержания магния в оливине (ср. по 3 массивам - 0.62) и достаточно низкую (-0.23) отрицательную связь с содержаниями воды в расплаве. Зависимость же содержания магния в оливине, контролируется содержаниями Fe^{2+} (очень чувствительным к фугитивности кислорода), содержания Mg в расплаве и переменной величиной K_d Fe/Mg ol/m. Эти связи показывают неоднозначность предлагаемой зависимости величины K_d ol/m для CaO от содержания воды в расплаве.

Вероятно, одним из наиболее информативных критериев для генезиса оливина, включенного в породы ультраосновного-основного составов, является пороговое содержание кальция (0.1 вес. % CaO) в его кристаллах. В работах [Пономарев, Пузанков, 2012; Пономарев, 2014а, 2014б; Пономарев, Пузанков, 2016] на основе анализа большого числа экспериментальных данных, как по кристаллизации расплавов основного-ультраосновного составов, так и плавлению пород аналогичных составов в широком диапазоне условий было показано, что кристаллы равновесного с основным - ультраосновным расплавом оливина содержат не менее 0.1 вес.% CaO в своем составе, при содержаниях более 3 вес. % CaO в расплаве. Этот вывод получен по результатам анализа массивов экспериментальных данных, созданных на основе базы экспериментальных данных по фазовым равновесиям изверженных горных пород (система ИНФОРЭКС) [Арискин, Бармина, 2000] и собственных сборов автора. Выборки эти выглядят следующим образом: «сухие» условия, атмосферное давление (~100 КПа); - 1033 эксперимента; сухие условия, давление до 17.5 ГПа - 756 экспериментов; эксперименты с «недосыщенным» флюидом расплавом при давлениях до 3.5 ГПа - 310 т.; эксперименты с «насыщенным» флюидом расплавом при давлениях до 12.5 ГПа - 330 т. Массив экспериментов с известными содержаниями воды в расплаве и давлениями до 6 ГПа - 130т. (сбор автора). Кроме этих данных были приобщены экспериментальные результаты, не вошедшие в вышеуказанные выборки, собранные в [Пономарев, 2014а, табл. 2, 3] - 313 т. и [Пономарев, Пузанков, 2016] – 40 т..

Это по большей части эксперименты по плавлению перидотитов, кимберлитов, системам перидотит – карбонат, эклогит – карбонат с максимальными давлениями достигающими значений - 26 ГПа.

Но выявился и ряд **исключений** из указанной закономерности среди экспериментальных результатов, составляющих ~ 2 – 7 % случаев в выборках, когда оливины представлены, или без кальциевыми, или низко кальциевыми разностями. В первом случае, содержания кальция не анализировались в кристаллах оливина и эта практика сохранилась, к сожалению, и до настоящего времени. Сюда же вероятно можно отнести и аналитические ошибки в период невысокой точности определения кальция в оливине. Во втором случае может быть несколько вариантов присутствия низко кальциевых разностей оливина. Во первых, это солидусные условия его кристаллизации, или близкие к субсолидусным \pm флюид, когда исследуемая система практически не содержит расплава, цементирующего минеральные фазы. Примерами могут служить данные [Niida, Green, 1999] (33 кристалла из 36 представлены низко кальциевыми), [Горбачев и др., 2015], где в 3 из 4 кристаллов оливин представлены низко кальциевой разностью и данные [Merkulova et al., 2016] (29 кристаллов из 30 представлены низко кальциевыми кристаллами). В эту группу экспериментов, вероятно можно отнести и результаты [Сафонов, Бутвина, 2013] по парциальному плавлению перидотита (1,9 ГПа) с участием H₂O - KCl (из 7 кристаллов только 2 представлены кальций содержащими, что связано, согласно авторам, с захватом при анализе, включений клинопироксена). Продукты закалки расплава в этих экспериментах в 5 случаях из 6 приведенных анализов содержали менее 3 вес.% CaO, что является причиной, по нашему мнению, образования низко кальциевых разностей. Хорошей иллюстрацией влияния низких содержаний CaO в расплаве на его содержание в оливине и образования низко кальциевого оливина в солидусной области служит серия экспериментов, представленных в работе [Pirard, Hermann, 2015], где все приводимые анализы (14 шт.) представлены низко кальциевыми разностями. Существование локальных равновесий в изучаемой экспериментальной системе могут приводить к появлению 2-х разностей оливина. Так в эксперименте (без плавления) с участием флюида [Чепурнов и др., 2015] оливин (около таблетки CaCO₃) представлен кальцийсодержащими разностями, а в матриксе это без кальциевые разности. Эти экспериментальные данные с образованием оливина в солидусной области позволяют полагать, что не достижение температуры плавления в эксперименте и присутствие флюида (воды) являются причинами образования низко кальциевых оливинов. Экспериментальные результаты последних лет выявили еще несколько влияющих элементов, наряду с кальцием, в расплаве на особенности вхождения кальция в кристаллы оливина. В расплавах, формирующихся при плавлении перидотит-

карбонатных, перидотит-флогопитсодержащих, богатых калием кимберлитоподобных системах с участием флюидов наряду с кальций содержащими кристаллами оливина образуются и низко кальциевые разности [Condamine, Medard, 2014; Condamine et al., 2016; Sokol et al., 2016; Sokol et al., 2017]. Эта выборка из 4 работ представлена 40 анализами кристаллов оливина, среди которых доля низко кальциевых разностей варьирует от 30 до 100 %. Эти расплавы характеризуются содержаниями CaO более 4 вес %, но широкими вариациями содержаний SiO₂ (~6-46 вес.%) и достаточно высокими содержаниями Σ щелочей ~ 6-30 вес.% с преобладанием калия (камафугитовые разности). В случае умеренных содержаний щелочей в расплаве (1-8 вес.%) [Dasgupta, Hirschman, 2007] все представленные анализы (10 кристаллов) относятся к кальций содержащим разностям. Одним из вариантов образования низко кальциевых оливинов в этих экспериментах может быть влияние высоких содержаний щелочей в расплаве. Особняком в ряду экспериментальных результатов с присутствием низко кальциевых оливинов стоят данные из работы [Tenner et al., 2012]. В этой системе перидотит-флюид(вода) с малым количеством локально развитого флюидизированного стекла все 10 приводимых анализов кристаллов оливина представлены низко кальциевыми разностями в ассоциации с низко кальциевым и высоко кальциевым пироксенами и гранатом. Хотя содержания CaO в расплаве лежат в интервале 11-16 вес.%, SiO₂ 35-40 вес.%, Σ щелочей менее 2 вес.%. Это несоответствие вероятно может быть обязано нескольким причинам. Из-за ограниченного развития плавления (стекла), вероятно, произошла субсолидусная перекристаллизация стартового материала с участием воды с образованием низко кальциевого оливина. В экспериментах [Merkulova et al., 2016] по дегидратации серпентинита в условиях более мягких (2 ГПа, 550-850⁰С) в сравнении с условиями экспериментов [Tenner et al., 2012] (10-13ГПа, 1350-1450⁰С) в солидусных условиях образовалась подобная минеральная ассоциация: оливин-низко кальциевый пироксен-высоко кальциевый пироксен-гранат. Оливин в этой экспериментальной серии представлен также низко кальциевой разностью (29 из 30 приведенных анализов), но гранат представлен более кальциевой разностью и в минеральной ассоциации присутствует еще клинохлор. Кроме того, еще возможной причиной образования низко кальциевых оливинов в экспериментах [Tenner et al., 2012] может быть неравновесность оливина с расплавом, т. к. продолжительность экспериментов была равна 24 ч., тогда как по данным [Арискин, Бармина, 2000] равновесие оливин-расплав наступает при продолжительности экспериментов более 48 ч.

Основным условием при проведении экспериментальных исследований является достижения равновесия составов сосуществующих фаз. Это позволяет утверждать, что кристаллы кальций содержащего оливина **равновесны** с расплавами основного-ультраосновного составов содержащих

не менее 3 вес.% CaO и нормальной и умеренной щелочности. Все, указанные выше, собранные экспериментальные данные, вместе с исключениями, позволяют утверждать, что давление до значений 29 ГПа **не влияет** на содержание кальция в кристаллах оливина, равновесных с расплавами ультраосновного-основного составов. Что делает неверным тезис [Simkin, Smith, 1970] о влиянии давления на содержание кальция в кристаллах оливина и искать иные причины присутствия низко кальциевых разностей его в породах заведомо первичного магматического генезиса. Причем, обращаем внимание читателя, что число экспериментальных работ по взаимодействию перидотитов с карбонатитовыми расплавами в условиях мантийных давлений с образованием кальций содержащих оливинов постоянно растет. Примером может служить недавно вышедшая работа [Sharygin et al., 2018] по взаимодействию перидотитов с карбонатитовым расплавом в условиях 3.1 и 6.5 ГПа, где приводимые 10 составов оливина содержат от 0.4 и выше вес. % CaO. Причем содержания K₂O в расплаве достаточно высокие и лежат в интервале ~10-15 вес.%, что должно бы способствовать образованию низко кальциевых разностей оливина. Возможно влияние калия в расплаве компенсируется высокими содержаниями кальция в расплаве (~ 20 вес. % CaO). Обобщая все собранные экспериментальные данные, можно полагать, что присутствие низко кальциевых разностей кристаллов оливина в экспериментальных условиях обязано составу расплава: содержаниям CaO менее 3-4 вес.%; низким содержаниям SiO₂ ~ менее 10 вес.%; высоким содержаниям Σ щелочей ~ 10-30 вес.%, с преобладанием калия. Границы влияний содержаний SiO₂ и Σ щелочей в расплаве нуждаются в уточнении с использованием большего числа экспериментальных данных. Возможно, это будет интегральный показатель с учетом значений температуры и содержаний CaO в расплаве.

Этот уточненный вывод, на основе экспериментальных данных, использован для рассмотрения возможного генезиса некоторых пород основного-ультраосновного составов с упором на щелочные разности. Так как в выходящих публикациях, по прежнему, встречается аргументация на основе вывода из работы [Simkin, Smith, 1970].

Вулканические породы.

Рассмотрены особенности содержаний CaO в оливинах из лав основного состава, коматиитов, меймечитов, породах камафугитовой серии, карбонатитах и кимберлитах.

Лавы основного состава, образовавшиеся в различных геодинамических обстановках преимущественно в наземных условиях в широком возрастном диапазоне содержат, как правило, преимущественно кальций содержащие кристаллы оливина. С увеличением степени метаморфических преобразований доля низко кальциевых оливинов растет.

В лавах четвертичного возраста доля низко кальциевых оливинов мала, их доля не выходит за рамки первых процентов. Для основных лав современного второго слоя океанической коры, представленных подушечными лавами типичными являются кальций содержащие оливины. Единственным пока исключением является находка молодых (6 млн. лет) шошонитов в Японском желобе [Hirano et al., 2004]. Приведенные анализы вкрапленников оливина (6 кристаллов) представлены низко кальциевыми разностями с каймами кальцийсодержащего оливина, микролиты в основной массе представлены кальций содержащими оливинами. В лавах офиолитовых комплексах сохранность кальцийсодержащих оливинов зависит от фациального уровня метасоматических преобразований породы и степени ее измененности. Но в целом можно уверенно констатировать, что низко кальциевые разности оливина в пиллоу-лавах офиолитовых комплексов становятся преобладающими. Эти данные с учетом обобщения по экспериментальным данным позволяет полагать: вынос кальция из кристаллов оливина при метаморфических преобразованиях и неравновесность с расплавом низко кальциевых оливинов, присутствующих в четвертичных базальтах.

Коматииты и меймечиты. Коматиитовые лавы, входящие в состав докембрийских зеленокаменных поясов, обычно изменены в диапазоне от зеленых сланцев до ~ эпидот-амфиболитовой фации, в соответствие с породами рамы. Количественные соотношения высоко кальциевых и низко кальциевых оливинов меняются в широком диапазоне: имеются случаи, как присутствия отдельных кристаллов низко кальциевых оливинов, так и полного отсутствия кальций содержащих оливинов с появлением новообразованного метасоматического без кальциевого оливина. В меловых коматиитах о. Горгона, практически не затронутых вторичными изменениями, кристаллы оливина слабо затронуты вторичными преобразованиями - серпентинизацией по трещинам, и представлены кальций содержащими разностями. По приведенным данным (188 анализов) [Gurenko et al., 2016] эти кристаллы имеют достаточно однородный состав по содержаниям CaO ~ 0.3-0.35 вес.% без отчетливых различий между ядрами и краями вкрапленников и микролитами.

Генезису меймечитов посвящено много исследований валового и фазового составов этих пород. Постранственно они приурочены к щелочно-ультраосновному Гулинскому комплексу. Приводимые в публикациях составы кристаллов оливина представлены кальций содержащими разностями. В качестве примера использованы данные из работы [Соболев и др., 2009]. Меймечиты и дуниты Гулинского плутона имеют определения абсолютного возраста, по данным приводимым в работе [Соболев и др., 2009] в диапазоне 231-245 млн. лет. Кристаллы оливина в меймечитах достаточно свежие и затронуты серпентинизацией по трещинам. Они представлены кальций содержащими разностями (20 анализов) содержания

СаО лежат в диапазоне $\sim 0.3-0.5$ вес.%. Образовались эти вулканиты из ультраосновной щелочной магмы, дуниты плутона возможно являются кумулатами оливина из этой магмы [Соболев и др., 2009], производными которой могут быть и карбонатитовые расплавы [Рябчиков, Когарко, 2016].

Вулканиты камафугитовой серии и карбонатиты. Камафугитовый вулканизм развит достаточно ограничено преимущественно в зонах крупных сквозь структурных тектонических нарушений. Практически во всех случаях его проявления пространственно и генетически тесно связаны с карбонатитами. В качестве примеров использованы данные по особенностям содержаний СаО в оливинах из угандитов (9 кристаллов) [Гуренко и др., 1989]; мафуритов (7 кристаллов) и угандитов (7 кристаллов) [Муравьева, Сенин, 2009]; мелилититов (25 кристаллов) [Панина и др., 2003]; кальсилитов, мелилититов (7 кристаллов) [Николаева, 2014]; карбонатитов (5 кристаллов) [Stoppa, Lupini, 1993]; кальциокарбонатитов (8 кристаллов, 5-монтичеллит, 3-оливин) [Guzmics et al., 2011]. Все эти породы имеют четвертичный возраст. Из 68 приведенных анализов кристаллов оливина только 5 кристаллов представлены низко кальциевой разностью. В большинстве случаев выявлено увеличение содержания кальция в краевых частях кристаллов. Содержания суммы щелочей в породах камафугитовой серии использованных данных лежит в интервале $\sim 3-9$ вес.% с преобладанием калия. Более высокие значения Σ щелочей фиксируются в прогретых расплавных включениях, где содержания могут достигать до 15-20 вес.%.

В кальциокарбонатитах Σ щелочей (по составам расплавных включений) может достигать 36 вес.%; в силикатных расплавных включениях $\sim 9-16$ вес.%, натрий преобладает над калием в обоих группах составов.

Кимберлиты Верхняя возрастная граница для кимберлитовых извержений считалась $\sim 22-32$ млн. лет. Но найдены кимберлитовые лавы и четвертичного возраста – Igwisi Hills volcanoes, Танзания [Willcox et al., 2015]. Практически для всех кимберлитовых лав, независимо от возраста (включая и четвертичные) и местоположения, типичными являются низко кальциевые кристаллы-вкрапленники оливина по краям которых, как правило, развивается кайма кальций содержащей разности. Среди микролитовой фазы оливина кальций содержащие разности встречаются достаточно часто. Но есть случаи, когда практически все изученные вкрапленники и микролиты оливина представлены низко кальциевой разностью. Примером являются данные по кимберлитам трубки Удачная Восточная [Kamenetsky et al., 2008], где из ~ 270 приводимых анализов вкрапленников и микролитов, включая и краевые части микролитов, единичные (менее 10 анализов) представлены кальций содержащей разностью. Многочисленные опубликованные данные по составам кристаллов оливина, включенным в кристаллы алмаза, также представлены практически исключительно низко кальциевой разностью. Примерами,

наряду с ранее собранными данными [Пономарев, 2014б], могут служить включения оливина в микроалмазы трубки Юбилейная (Якутия) [Соболев и др., 2000]. Имеются и единичные находки кальцийсодержащих оливинов из включенных в кристаллы алмаза [см. Пономарев, 2014б]. Оливины, образовавшиеся в расплавных полиминеральных включениях из минералов-вкрапленников в кимберлитах представлены кальцийсодержащей разностью. Примером могут служить данные по оливинам из вкрапленников оливина трубки Удачная-Восточная (Якутия) [Головин и др., 2007] и кристаллам оливина из вкрапленников клинопироксена и граната из кимберлитов Lac De Grass (Канада) [Bussweiler et al., 2016].

Плутонические породы.

Ранее собранные данные по гипабиссальным телам и крупным собственно интрузивным массивам и ксенолитам позволили сделать следующие обобщения по этой группе пород. Подобно эффузивным разностям с увеличением возраста и степени метаморфических преобразований (фациальный уровень и объемная доля) пород доля низко кальциевых оливинов в основных и ультраосновных полнокристаллических породах растет и может достигать 100%. Хотя есть примеры сохранности кальцийсодержащих разностей оливина и в массивах докембрийского возраста. В интрузивных телах основного состава (3 слой) современной океанической коры существенно преобладают (3/1) низко кальциевые разности. В третичном расслоенном комплексе о. Рам, наряду с отдельными участками комплекса полностью лишенного кальций содержащих оливинов, существуют и фрагменты комплекса, в которых соотношение низко и кальций содержащих разностей оливина равно ~ 1 . Тогда как в докембрийских расслоенных массивах кальцийсодержащие разности кристаллов оливина практически отсутствуют. Оливины гомеогенных ксенолитов, представлены кальций содержащими разностями. Оливины ультраосновных ксенолитов, для большинства которых предполагается мантийная природа, в подавляющем большинстве случаев представлены низко кальциевыми разностями кристаллов. Вновь образованные кристаллы оливинов из зон плавления в этих ксенолитах представлены кальций содержащими разностями

Ниже представлены некоторые выборочные данные по ряду массивов, позволяющие дополнить ранее полученные обобщения.

Существует отчетливое различие в доле низкокальциевых оливинов в комплементарных комплексах плутонических пород и производных этой магмы – вулканических породах (хотя это различие, возможно, не является повсеместным). Примером могут служить данные [Tornare et al., 2016] по миоценовой разрушенной вулканической постройке на о. Fuerteventura (Канарские острова), в строении которой принимает участие расслоенный

интрузивный комплекс (периферический очаг?) и комагматичные ему лавы. Кристаллы оливина практически не затронуты вторичными изменениями, хотя иногда развивается идидингсит. В кристаллах оливина из интрузивного комплекса доля низко кальциевых разностей составляет ~ 42% (150/364); в лавах доля низко кальциевых оливинов среди вкрапленников ~ 27 % (22/83). Ксенолиты габбро с о. Fuerteventura [Neumann et al., 2005] представлены свежими разностями пород и содержат в подавляющем большинстве низко кальциевые (8 из 9 приводимых анализов кристаллов) разности.

Различия в количественных соотношениях низко и кальций содержащих разностей оливина в пиллоу- лавах (современная океаническая кора), где вкрапленники оливина представлены в подавляющем большинстве кальций содержащими разностями, и в габброидных телах 3го слоя современной океанической коры достаточно устойчивы и появляются эти различия уже в породах с возрастом ~ 1 млн лет, возможно и раньше. В качестве примеров использованы данные по габброидам из скважины U1309D массив Atlantis [Suhr et al., 2008] и драгированным из разломной зоны «Витязь» Северный Центральный Индийский СОХ [Rao et al., 2011]. Габброиды массива Atlantis имеют возраст ~ 1-1.3 млн. лет, кристаллы оливина затронуты серпентизацией и все приводимые анализы 39 кристаллов представлены низко кальциевыми разностями. Габброиды из зоны «Витязь» имеют возраст более 0.4 млн. лет слабо изменены и содержат равное количество низко и кальций содержащих оливинов (8/8). Однако подавляющее преобладание низко кальциевых разностей кристаллов оливина габброидов современной океанической коры является типичным. Примерами могут служить следующие данные (в виде отношения числа низко кальциевых к кальций содержащим разностям): гребневая зона САХ [Силантьев и др., 2008] – 8/1; Kane гребневая зона САХ [Lissenberg, Dick, 2008] – 8/0; Parece Vela Basin (Филиппинское море) [Sanfilippo et al., 2013] – 28/1.

Показателем сохранности состава оливина вероятно могут служить и гомеогенные включения габброидов в вулканитах основного состава. Большинство, описанных в литературе, подобных включений содержат кальций содержащие кристаллы оливина. Не являются исключениями и ксенолиты из лав Антильских островов, Восточно-Тихоокеанского поднятия, о. Исландия и др. Примером могут служить ксенолиты габбро из пикритовых пиллоу-лав (подледное извержение) о. Исландия [Gurenko, Sobolev, 2006], приводимые диапазоны содержания СаО в кристаллах оливина из 7 образцов лежат в интервале 0.34-0.45 вес. %.

Интрузивные разности карбонатитовых пород достаточно часто входят в состав щелочно-ультраосновных и щелочных комплексов. Кристаллы оливина в этих породах могут быть представлены низко и кальций содержащими разностями, причем первые преобладают. В современных карбонатитовых лавах (вулкан Олдоиньо Ленгаи) описаны находки ксенолитов, представленных форстерит-флогопитовых ийолитами с минимальным

количеством стекла, что указывает на окончательную кристаллизацию в близповерхностной промежуточной камере (Секисова и др. 2015). В Приведенные 5 анализов 2х кристаллов содержания CaO более 0.1 вес. %, содержания суммы щелочей в прогретых расплавных включениях ~ 15-19 вес.% с преобладанием натрия.

Обсуждение данных

Собранные экспериментальные данные позволяют сделать ряд обобщений и указать их границы. Из расплавов основного-ультраосновного составов с **ограничениями** по их составам (содержания CaO более 3-4 вес.%, содержания Σ щелочей менее 10 вес.%, содержаниями SiO₂ более 10 вес.%) не зависимо от величины давления до значений 26 ГПа. образуются кристаллы оливина, содержащие в своем составе более 0.1 вес.% CaO. Указанные граничные значения содержаний элементов возможно являются взаимно зависимыми и нуждаются в уточнениях. В экспериментальных условиях с незначительным плавлением, или его отсутствием (субсолидусная и солидусная области существования данного материала при проведении эксперимента) с участием флюида образующиеся кристаллы оливина представлены низко кальциевыми разностями, содержащими менее 0.1 вес.% CaO.

Эти обобщения хорошо совпадают с данными по содержаниям кальция в кристаллах оливина из вулканитов основного и ультраосновного составов (коматииты и меймечиты). В коматиитов, имеющих, как правило, докембрийский возраст и измененных на уровне фации зеленых сланцев в соответствии с рамой кальций содержащие оливины могут иногда сохраняться [Пономарев, Пузанков, 2012; Пономарев, 2014б]. В меловых коматиитах о. Горгона и триасовых меймечитах Сибирской платформы (см. выше) оливины представлены исключительно кальций содержащими разностями. Присутствие в породах очень слабо затронутых (фациально и количественно) вторичными изменениями (неоген-четвертичного возраста) некоторой доли низко кальциевых кристаллов указывает на их не равновесность с расплавом, образовавшим эту породу, и, как следствие, ксеногенность. Новообразованные кристаллы оливина при метасоматических преобразованиях пород, в большинстве своем, представлены низко кальциевыми разностями. Кальций содержащие кристаллы оливина представлены единичными анализами, что характерно для пород интрузивного облика, например, входящих в офиолитовые комплексы. Но в литературе есть единичные примеры описания находок метасоматитов из офиолитовых комплексов с достаточно высоким содержанием кальций содержащих разностей. Так в перидотитах и дунитах юрского офиолитового комплекса Центральных Понтид (Турция), подвергшимся в разной степени серпентинизации, [Celik et al., 2018] доля кальций содержащих оливинов (11

анализов из 72 приведенных) составляет ~ 15 %.

Случаи находок природных кальций содержащих оливинов описаны, как правило, в контактовых метасоматитах (скарны, роговики). Примерами могут служить следующие данные. Скарны: зоны контакта интрузий Южно-Калифорнийского батолита (США) с доломитами, где оливины представлены низко кальциевым форстеритом и монтичеллитом [Александров, 2011]; зона контакта штока Alta (Юта, США) с доломитами – форстериты содержат 0.04 – 0.11 вес. % CaO [Cook, Bowman, 2000]; зона контакта расплава магматической камеры с карбонатами, вулканическая область Colli Albani (Италия) – форстерит в эндоскарнах содержит 0.44 – 1.01 вес. % CaO, форстерит экзоскарнов содержит 0.09 – 0.31 вес. % CaO [Rocco et al., 2012]. Примером присутствия кальций содержащих оливинов в роговиках являются данные [Чашин, 2007], где фаялит, в роговиках из зоны контакта Хибинского щелочного массива с метавулканитами, содержит 0.12 – 0.42 вес. % CaO. Любопытно, что в приведенных примерах по контактовым метасоматитам члены группы оливина представлены крайними членами этой группы – фаялитом и форстеритом. Хотя имеются экспериментальные данные, указывающие на возможность образования кальций содержащих оливинов в солидусной области. Так в публикации [Fumagalli, Poli, 2005] представлены экспериментальные результаты изучения системы перидотит + вода в солидусной области (при давлениях 2.5 и 6.5 ГПа и температурах 680 – 800°C). Приведено 14 анализов из которых только 4 представлены низко кальциевой разностью, что в свете полученных обобщений не находит объяснения.

Собранные данные позволяют полагать, что содержания кальция в оливинах вулканитов и когерентным им интрузивным разностям (периферические очаги и т. д.) будут отличаться. Наиболее реальными влияющими факторами на подвижность кальция в кристаллах оливина представляются флюид и температура, обеспечивающих эти различия еще на стадии автосоматоза. Вероятно, отчасти автосоматозом можно объяснить широкое развитие низко кальциевых разностей оливина в третичном расслоенном массиве острова Рам [Пономарев, 2014б]. В габброидах современной океанической коры, как на стадии автосоматоза при затвердевании расплава, так и в процессе дальнейших метасоматических преобразований этими процессами затрагиваются практически все кристаллы оливина. Возможно, это связано с большими объемами водного флюида (различные формы морской воды) принимающими участие в этом процессе. Существование гомеогенных включений с кальцийсодержащим оливином говорит о том, что явление не носит повсеместный характер. Можно предположить, что подобно кальцию при автосоматозе подвижными становятся и другие химические элементы (например редкие и рассеянные) и в других кристаллических фазах. Можно допустить, что благодаря автосоматозу геохимически эффузивные и интрузивные разности

комагматических пород в некоторых формационных комплексах будут отличаться. На что вероятно указывают различия для этих классов пород в положениях семейств на TAS- диаграммах. Хотя масштабы (пространственные и количественные) этого явления не ясны. В контактово-метасоматических процессах поведение кальция в кристаллах оливина требует изучения.

В вулканитах камафугитовой серии и карбонатитах, содержание щелочей зачастую не превышает ~ 10 вес.% и кристаллы оливина в большинстве своем представлены кальций содержащими разностями. Присутствие же высокомагнезиальных низко кальциевых оливинов, на примере в венанцитовых лавах Италии, объясняется окислением первичных менее магнезиальных разностей [Плечов и др., 2017]. В работе [Пономарев, 2014б] было показано, что появление таких фаз обязано вторичным преобразованиям первичного оливина. В прогретых расплавах включений из вулканитов камафугитовой серии и карбонатитов Σ щелочей может достигать 20 вес.% и более, что должно припятствовать образованию первичных кальций содержащих оливинов. Это несоответствие в содержаниях щелочей в первичных расплавах пород этой серии и содержаниях кальция в оливинах из них требует более детального экспериментального изучения взаимного влияния кремния, кальция и щелочей в расплаве, в частности отдельно калия и натрия на содержаниях кальция в кристаллах оливина. Так как в кальциокарбонатитах вулкана Керимаси, несмотря на содержания Σ щелочей до 36 вес.% с преобладанием натрия оливин представлен кальций содержащей разностью. Что, вероятно, указывает на различия во влиянии натрия и калия, находящихся в расплаве на вхождение кальция из расплава в решетку оливина и возможно на особенности в структурном положении их в расплаве.

Наиболее существенным являются расхождение между выводом, основанном на экспериментальных данных о росте кальций содержащих кристаллов оливина из магматических расплавов основного-ультраосновного составов, независимо от давления, и составами кристаллов оливина из кимберлитов, а также включенными в алмазы из этой породы. Практически все, за исключением периферических кайм на вкрапленниках оливина и микролитовой фазы также зачастую зональной по кальцию, все эти кристаллы являются низко кальциевыми, независимо от возраста и измененности породы. Выявленные ограничения по составам расплавов (содержания кальция, кремния, суммы щелочей) из которых могут образовываться низко кальциевые разности кристаллов оливина, на природные кимберлитовые расплавы не распространяются, судя по данным о реконструированных составах первичных кимберлитовых расплавов, приведенных в работе [Сокол, Крук, 2015]. В исследованиях по кристаллизации алмаза [Пальянов и др., 2015] рост алмаза на затравках происходит в кимберлитовом расплаве равновесном (вероятно существовали

локальные равновесия в экспериментах) с оливином, который в 9 случаях из 14 приводимых анализов представлен кальций содержащей разностью. В работах [Сокол, Крук, 2015; Sokol et al., 2015] рассмотрены условия генерации кимберлитовых магм и их роль в росте и растворении кристаллов алмаза, а в обобщающей широкий круг данных работе [Литвин и др., 2016] выдвигается мантийно-карбонатитовая концепция по которой основной алмазообразующей средой являются расплавы/растворы. В экспериментах с участием расплавной фазы и алмазов [Бобров, Литвин, 2009; Sokol et al., 2015], кристаллы оливина представлены, как кальций содержащими, так и низко кальциевыми разностями, причем, по данным из работы [Sokol et al., 2015], в 2 случаях из 6 изученных кристаллов, это низко кальциевая разность, что объяснимо, согласно нашим выводам, содержаниями калия в сосуществующем расплаве ~ 10-11 вес.% K_2O и, следовательно, они попадают в выделенную область составов исключений. В целом можно заключить, что в экспериментах с участием **парагенезиса расплав-алмаз-оливин**, последний представлен преимущественно кальций содержащей разностью, тогда, как оливины вкрапленников в кимберлитах и включенные в алмазы представлены **низко кальциевой разностью, а находки кальций содержащих разностей среди них являются единичными фактами.**

В итоге, несоответствия составов кристаллов оливина в кимберлите и включенных в алмазы в этой породе с экспериментальными результатами позволяют полагать: что составы природных разностей оливина кимберлитов **не равновесны** с расплавами, за исключением, возможно, кальций содержащей каймы, а алмазы образованы в **твердофазной среде**. Наиболее вероятной материнской средой в этих условиях для роста кристаллов алмаза является **флюидная фаза**, что согласуется с моделью флюидного метасоматоза мантийного вещества. Экспериментами показана реальность кристаллизации алмаза во флюиде (Пальянов и др., 2000; Chertkova et al., 2014) при мантийных P-T условиях. В экспериментах из работы (Bureau et al., 2016) в условиях соответствующих верхней мантии кристаллы алмаза образовывались в смеси силикатного расплава, водного флюида и карбонатов. Причем, приводимые составы кристаллов оливина (4 анализа) представлены без кальциевым форстеритом при широких вариациях составов стекол. Отсутствие кальция в кристаллах оливина возможно объяснимо присутствием водного флюида в системе. Экспериментами также доказана возможность роста монокристаллов алмаза и в достаточно «мягких» условиях – при атмосферном давлении и температуре ниже $100^{\circ}C$ в растворе графита в растворителе из смеси кислот в воде (авторское свидетельство на изобретение № 1522789, Дунин-Барковский и др., 1989). Вероятно, подобным образом из флюида могли образоваться микронные и более мелкие кристаллы алмаза, присутствующие в основной массе кимберлитов.

В кристаллах алмаза наряду с твердофазными мономинеральными включениями присутствуют и полифазные расплавные включения с кальций

содержащим оливином, вероятно среды, соответствующей кимберлитовым расплавам, выносящим на поверхность кристаллы алмаза и образующим кальций содержащую оливиновую кайму вокруг кристаллов вкрапленников. Не ясно, эта кайма имеет диффузионную природу, или это дорастание новой фазы на низко кальциевых ядрах. Продолжительность образования такой каймы ограничено несколькими годами, или месяцами, вероятно не зависимо от способа образования, и достаточно постоянна вне зависимости от геологического возраста кимберлитов. Что также указывает на не расплавный генезис этих кристаллов оливина и кристаллов алмаза. Растет число публикаций об изученных флюидных мантийных включениях, далеких от составов кимберлитовых расплавов [см. обзор Пономарев, 2014б, Пономарев, Пузанков, 2016]. Эти данные также являются аргументами в пользу флюидной материнской среды для роста алмаза. Из флюидной фазы, судя по числу данных о составах включенных в них оливинов, образовалось подавляющему большинству изученных кристаллов алмаза в кимберлитах. Единичные находки кальций содержащих оливинов в алмазах известны [Пономарев, 2014б], и эти исключения указывают на редкость роста алмаза в природных условиях из расплава.

В работах [Пономарев, 2014б, Пономарев, Пузанков, 2016], исходя из флюидного генезиса алмаза в природных условиях, высказана возможность использования твердофазных включений в кристаллы алмаза (оливин, гранат, пироксен, шпинель, перовскит и т. д.) в качестве подложек для искусственного гетероэпитаксиального роста монокристаллических алмазных пленок методами CVD-технологий. Возможное существование закономерных срастаний алмаза на включенных кристаллах оливина показано в работе (Нойзер и др., 2015). Но существует еще группа фаз, как включенных в кристаллы алмаза, так и обрастающих кристаллы алмаза [Макеев, Криулина, 2012]. Развиты они практически повсеместно на кристаллах алмаза, диапазон их образования очень широкий – от мантийных - существуют многофазные пленки, захороненные внутри кристаллов алмаза [Макеев, Криулина, 2012], до образовавшихся в наземных условиях на кристаллах алмаза из пор в лавах Трещинного Толбачинского извержения им. 50-летия ИВиС ДВО РАН – ТТИ-50 (Камчатка, 2012-13 г.) [Силаев и др., 2015]. По представлениям [Макеев, Криулина, 2012] рост и растворение кристаллов алмаза происходит через металлические мембраны (пленки), окружающие кристалл алмаза. Оставляя в стороне этот предполагаемый механизм роста, можно утверждать, что существование захороненных в теле кристаллов алмаза этих пленок, является бесспорным доказательством реальности гетероэпитаксиального нарастания и роста монокристаллического алмаза на фазах, слагающих пленки. Эти фазы можно использовать качестве подложек для искусственного выращивания монокристалльных алмазных пленок с помощью CVD и иных технологий. Интерес, из их числа, на первом этапе исследований, представляют

разнообразные металлические пленки. Многие из фаз, входящих в эти пленки имеют гранцентрированные кубические решетки с постоянной их решетки близкой к решетке алмаза ~ 0.357 нм. Согласованность параметров решеток для гетероэпитаксиального роста алмаза существенно влияет на совершенство растущего кристалла из-за малых механических напряжений в зоне перехода. Фазы, слагающие пленки, представлены чистыми металлами, их сплавами и интерметаллидами. Систематизация данных по этим пленкам (50 видов) приведена в работе [Макеев, Криулина, 2012]. Данные по пленкам на алмазах из лав ТТИ-50 попадают в число этих видов, но набор элементов и фаз более широкий и по мере исследований число минеральных видов, образующих пленки и нарастающие минеральные фазы, расширяется. В состав пленок, по данным [Макеев, Криулина, 2012] преимущественно, входят следующие элементы - Au, Pd, Cu, Zn, Sn, Fe, Ni, Cr, W, как в виде моноэлементных фаз, так и образуя бронзы, латуни и т. д. В экспериментальных условиях [Пальянов и др., 2000] новообразованные кристаллы алмаза 30-80 мкм были найдены нарастающими на платине (в холодной части платиновой ампулы). Платина имеет период решетки (кубическая сингония) ~ 0.392 нм. Но есть еще несколько элементов, с высокими температурами плавления (более 1600°K) цирконий (кубическая сингония, период решетки ~ 0.361 нм), диспрозий и эрбий (гексагональная сингония, период решетки ~ 0.356 нм) параметры решетки которых практически совпадают с периодом решетки алмаза (0.357 нм). Изучение пленок из всех указанных элементов и различных вариантов их соединений в качестве подложек для гетероэпитаксиального роста, при участии алмазных затравок на их поверхности, вероятно, даст возможность, наконец, получать дешевые монокристаллические пленки алмаза. Придание им полупроводниковых свойств позволит заменить, в ряде случаев, такие материалы, как Si, Ge, GaAs, GaN и быть основой для создания нового поколения полевых транзисторов, детекторов излучения, квантовых компьютеров и т. д. Также такие монокристаллические алмазные пленки могут быть использованы и для создания 2-х и 3-х мерных фотонных кристаллов, востребованных для создания оптических процессоров.

Кристаллы оливина из ультраосновных ксенолитов, выносимых щелочными базальтами и кимберлитами, представлены, за редким исключением, низко кальциевыми разновидностями. Имеющееся очень небольшое число исключений, где оливин представлен кальций содержащей разновидностью, вполне удовлетворительно, можно трактовать, как кумулаты из магматических систем. Полагая мантийную природу ксенолитов и учитывая экспериментальные данные согласно которым оливин является основной фазой в мантии можно утверждать, что в верхней мантии до глубин 200-300 км. оливин представлен именно низко кальциевой разновидностью. Опираясь на вывод, что кристаллы оливина, равновесные с расплавом основного-ультраосновного состава представлены, независимо от давления,

кальцийсодержащей разностью, можно утверждать, что плавление в мантии в широком диапазоне давлений должно быть **неравновесным**. Это хорошо подтверждают кальций содержащие кристаллы оливина из расплавных прожилков в ксенолитах. Кроме того, это дает право также утверждать, что коэффициент K_d ol/m для Fe/Mg отношения не является однозначным критерием равновесности. **Равнозначным и необходимым** еще одним критерием является и **граничное содержание кальция в оливине** и необходимо использовать оба этих критерия **совместно**.

Интересной проблемой является роль воды в выносе кальция из решетки оливина. На основе собранных данных по составам оливинов из лав и интрузивных тел океанической коры, комплексу пород о. Fuerteventura, расслоенных интрузивных комплексов можно полагать, что в выносе кальция из оливина главную роль играют присутствие флюида, его доля (вода/порода) и температура. Процесс выноса начинается

в период остывания расплава, захватывая и солидусную стадию. Вынос кальция из кристаллов оливина является началом метасоматических преобразований породы. И, что возможно равнозначно, исходя из структурных особенностей оливина, кальций, как правило, не входит в решетку новообразованных метасоматических оливинов, хотя есть исключения. Процессы эти вероятно контролируются, и структурным положением кальция в решетке оливина. Эти особенности подвижности кальция в кристаллах оливина и ее связь с флюидом является актуальной задачей. Возможно также, что содержания кальция и воды в оливине в мантийных условиях взаимосвязаны.

На примере ксенолита в лавах карбонатитового вулкана Олдоиньо Ленгаи с содержаниями Σ щелочей в расплавных включениях 15-19 вес.% можно полагать, что в случаях, как эффузивных так и интрузивных разностей пород есть несоответствие с экспериментальными данными между содержанием щелочей в расплаве и содержаниями кальция в оливине и требует изучения. В частности выявить причины различного влияния натрия и калия на способность кальция входить в решетку оливина.

Представления о генезисе оливинов ультраосновных мантийных ксенолитов, являющихся в подавляющем большинстве случаев низко кальциевыми разностями, представлен широким спектром мнений. Но, даже если предположить их реститовый генезис, то в этом случае они должны были быть первоначально кальций содержащими разностями, но длительное нахождение в субсолибусной области (в присутствии флюида?) должны были привести к потерям кальция.

ВЫВОДЫ

1. Систематизация экспериментальных данных позволила выявить факторы, влияющих на содержания CaO в кристаллах оливина, выросших из

магматических расплавов и образовавшихся в области солидуса с участием флюида.

2. На данном этапе исследований ими являются содержания CaO , K_2O , $\text{SiO}_2(?)$, H_2O в расплаве. При метасоматических процессах вода и температура способствуют росту низко кальциевых оливинов и возможно выносу кальция из кристаллов оливина. Существование ряда исключений указывает на ряд не выявленных более частных факторов.

3. В большинстве пород ультраосновного-основного составов, подвергшихся метасоматической переработке оливин представлен низко кальциевыми разностями. Наиболее отчетливо это видно на примерах современной океанической коры и офиолитовых комплексов. В контактово - метасоматических породах могут образовываться кальций содержащие кристаллы оливина, что противоречит предполагаемой схеме. Но это явление и его масштабы нуждается в дальнейшем изучении.

4. Для выявления равновесия составов в системе магматический расплав-оливин необходимо использовать два критерия - коэффициент K_d ol/m для Fe/Mg отношения и содержание CaO в оливине.

5. Использование этих выводов применительно к оливинам из пород основного ультраосновного составов дало возможность понять их генезис в ряде случаев. В частности, выявилась неравновесность основной фазы мантийного вещества (оливина) вплоть до алмазной фации глубинности с расплавами основного-ультраосновного составов и это дает основание полагать, что в большинстве своем, алмазы кимберлитов имеют метасоматическую природу.

6. Указан ряд веществ, способные послужить основой для гетероэпитаксиального роста монокристаллических алмазных пленок с помощью CVD-технологий, водных растворов и иных технологий, что существенно удешевит этот продукт.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту IX. 129.1.4. и при финансовой поддержке РФФИ (грант 18-05-00073, 19-05-00388 А), Интеграционного проекта ИИЦ СО РАН, блок 1.4

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Александров С.М.** Метасоматические изменения карбонатных пород в карьерах Риверсайда, Калифорния, США (2011) *Геохимия*, 7, 751-766.
2. **Арискин А.А., Бармина Г. С.** (2000) Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 363.
3. **Бобров А.В., Литвин Ю.А.** (2009) Перидотит-эклогит-карбонатитовые системы при 7.0-8.5 ГПа: концентрационный барьер нуклеации алмаза и сингенезис его силикатных и карбонатитовых включений. *Геология и геофизика*, 50(12), 1571-1587
4. **Головин А.В., Шарыгин В.В., Похиленко Н.П.** (2007) Расплавные включения во вкрапленниках оливина из неизмененных кимберлитов трубки Удачная-Восточная (Якутия): некоторые аспекты эволюции кимберлитовых магм на поздних стадиях кристаллизации. *Петрология*. 15(2), 178-195.

5. **Горбачев Н.С., Костюк А.В., Шаповалов Ю.Б.** (2015) Экспериментальное изучение системы перидотит–H₂O при P 3.8–4 ГПа, T 1000–1400^oC: критические соотношения и вертикальная зональность верхней мантии. *Докл. АН*, 461(4), 442-446.
6. **Гуренко А.А., Соболев А.В., Кононкова Н.Н.** (1989) Новые данные по петрологии угандитов Восточно-Африканского рифта по результатам исследования магматических включений в минералах. *Докл. АН*, 305(6), 1458-1463.
7. **Литвин Ю.А., Спивак А.В., Кузюра А.В.** (2016) Основы мантийно-карбонатитовой концепции генезиса алмаза. *Геохимия*, 10, 873-892.
8. **Макеев А.Б., Криулина Г.Ю.** (2012) Металлические пленки на поверхности и в объеме кристаллов алмаза Архангельской и Якутской алмазоносных провинций. *Записки РМО*, 1, 101-114.
9. **Муравьева Н.С., Сенин В.Г.** (2009) Карбонат-силикатные равновесия в высокомагнезиальных ультракалийевых вулканитах Торо-Анколе (Восточно-Африканская рифтовая зона). *Геохимия*, 9, 937-957.
10. **Николаева А.Т.** (2014) Петрология мелилитсодержащих пород вулканов Купаелло и Колле Фабри (Центральная Италия). Дис. ... канд. геол.-мин. наук, Новосибирск, ИГМ СО РАН, 148 с.
11. **Нойзер Р.Д., Шертл Г.-П., Логвинова А.М., Соболев Н.В.** (2015) Исследование включений оливина в сибирских алмазах методом дифракции обратнорассеянных электронов: признаки сингенетического роста? *Геология и геофизика*, 56(1-2), 416-425
12. **Пальянов Ю.Н., Сокол А.Г., Хохряков А.Ф., Пальянова А.Г., Борздов, Соболев Н.В.** (2000) Кристаллизация алмаза и графита в СОН-флюиде при P-T-параметрах природного алмазообразования. *Докл. АН*, 375(3), 384-388.
13. **Пальянов Ю.Н., Сокол А.Г., Хохряков А.Ф., Крук А.Н.** (2015) Условия кристаллизации алмаза в кимберлитовом расплаве по экспериментальным данным. *Геология и геофизика*, 56(1), 254-272.
14. **Панина Л.И., Стопа Ф., Усольцева Л.М.** (2003) Генезис мелилититовых пород вулкана Пиан ди Челле по данным изучения расплавных включений в минералах (камафугитовая провинция Умбрия, Центральная Италия). *Петрология*, 11(4), 405-424.
15. **Плечов П.Ю., Некрылов Н.А., Щербаков В.Д., Тихонова М.С.** (2017) Экстремально магнезиальные оливины из венанцитовых лав Пиан-ди-Челле (Италия). *Докл. АН*, 474(3), 331-335.
16. **Пономарев Г.П., Пузанков М.Ю.** (20012) Распределение породообразующих элементов в системе основной-ультраосновной расплав-шпинель, оливин, ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз по экспериментальным данным: геологическое приложение. М.: ПРОБЕЛ, 664 с.
17. **Пономарев Г.П.** (2014а) Содержание кальция в кристаллах оливина, выросших из экспериментальных расплавов. Часть 1. *Литосфера*, (4), 66–79.
18. **Пономарев Г.П.** (2014б) Содержания кальция в кристаллах природного оливина, как показатель их генезиса. Часть 2. *Литосфера*, (5), 57–70.
19. **Пономарев Г.П., Пузанков М.Ю.** (20016) Распределение породообразующих элементов в системе расплав-шпинель-оливин с участием водного флюида по экспериментальным данным. *ВЕСТНИК КРАУНЦ. НАУКИ О ЗЕМЛЕ*, 32(4), 59-72.
20. **Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н.** (2016) Глубокая дифференциация щелочно-ультраосновных магм: формирование карбонатитовых расплавов. *Геохимия*, 9, 771-779.
21. **Сафонов О. Г., Бутвина В. Г.** (2013) Взаимодействие модельного перидотита

- с флюидом H₂O-KCl: эксперимент при давлении 1.9 ГПа и его приложение к процессам верхнемантийного метасоматоза. *Петрология*, 21(6), 654-672.
22. **Секисова В. С., Шарыгин В. В., Зайцев А. Н., Стрекопытов С.С.** (2015) Ликвационные явления при кристаллизации форстерит-флогопитовых ийолитов Олдоиньо Ленгаи, Танзания: по данным изучения включений расплава в минералах. *Геология и геофизика*, 56(12), 2173-2197.
 23. **Силаев В.И., Карпов Г.А., Ракин В.И., Аникин Л.П., Васильев В.А., Филиппов В.Н., Петровский В.А.** (2015) Алмазы в продуктах трещинного Толбачинского извержения 2012-2013, Камчатка. *Вестник Пермского университета (геология)*, 1(26), 6-27.
 24. **Силантьев С.А., Костицын Ю.А., Черкашин Д.В., Дик Г.Дж.Б., Келемен П.Б., Кононкова Н.Н., Корниенко М.Н.** (2008) Магматическая и метаморфическая эволюция океанической коры западного фланга гребневой зоны САХ на 15° 44' с.ш.: результаты изучения керн скважин 1275В и 1275D (209-ый рейс «Джоидес Резольюшн») *Петрология*, 16 (4), 376-400.
 25. **Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г.** (2009) Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами. *Геология и геофизика*, 50(12), 1293-1334.
 26. **Соболев Н.В., Логвинова А.М., Задгенизов Д.Е., Ефимова Э.С., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В.** (2000) Аномально высокие содержания примеси никеля во включениях оливина из микроалмазов кимберлитовой трубки Юбилейная (Якутия). *Докл. АН*, 375(3), 393-396.
 27. **Сокол А.Г., Крук А.Н.** (2015) Условия генерации кимберлитовых магм: обзор экспериментальных данных. *Геология и геофизика*, 56(1-2), 316-336.
 28. **Чащин В.В.** (2007) Минеральные парагенезисы и условия образования роговиков зоны экзоконтакта Хибинского щелочного плутона (Кольский полуостров, Россия). *Геохимия*, 1, 19-37.
 29. **Чепурнов А.И., Сонин В.М., Тычков Н.С., Кулаков И.Ю.** Экспериментальная оценка реальности просачивания (миграции) летучих компонентов (H₂O + CO₂) в породах мантийного клина *Докл. АН*, 464(1), 100-104.
 30. **Bureau H., Frost D.J., Bolfan-Casanova N., Leroy C., Esteve I., Cordier P.** (2016) Diamond growth in mantle fluids. *Lithos* 265, 4-15.
 31. **Bussweiler Y., Stone R.S., Pearson D.G., Luth R.W., Stachel T., Kjarsgaard B.A., Menzies A.** (2016) The evolution of calcite-bearing kimberlites by melt-rock reaction: evidence from polymineralic inclusions within clinopyroxene and garnet megacrysts from Lac de Gras kimberlites, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.* 171: 65.
 32. **Celik O.F., Marsoli A., Marschik R., Chiaradia M., Mathur R.** (2018) Geochemical, mineralogical and Re-Os isotopic constraints on the origin of Tethyan oceanic mantle and crustal rocks from the central Pontides, northern Turkey. *Mineral. Petrol.* 49, 112 25-44.
 33. **Chertkova N., Yamachita S., Ito E., Shimojuku A.** (2014) High-pressure synthesis and application of a ¹³C diamond pressure sensor for experiments in a hydrothermal diamond anvil cell. *Mineralogical Magazine*, 78(7), 1677-1685.
 34. **Condamine P., Medard E.** (2014) Experimental melting of phlogopite-bearing mantle at 1 Gpa: implication for potassic magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 397, 80-92.
 35. **Condamine P., Medard E., Devidal J-L.** (2016) Experimental melting of flogopite-peridotite in the garnet stability field. *Contrib. Mineral. Petrol.* 171: 95.
 36. **Coogan L.A., Saunders A.D., Wilson R.N.** (2014) Aluminum-in-olivine thermometry of primitive basalts: evidence of anomalously hot mantle source for large

- igneous provinces. *Chemical Geol.*, 368, 1-10.
37. **Cook S.J., Bowman J.R.** (2000) Mineralogical evidence for fluid-rock interaction accompanying prograde contact metamorphism of siliceous dolomites: Alta stock aureole, Utah, USA. *J. Petrol.*, 41(6), 739-757.
 38. **Dasgupta R., Hirschmann M.M.** (2007) A modified iterative sandwich method for determination of near-solidus partial melt compositions. II. Application to determination of near-solidus melt compositions of carbonated peridotite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 154, 647-661.
 39. **Di Rocco T., Freda C., Gaeta M., Mollo S., Dallai L.** (2012) Magma chambers emplaced in carbonate substrate: petrogenesis of skarn and cumulate rocks and implications for CO₂ degassing in volcanic areas. *J. Petrol.*, 53(11), 2307-2332.
 40. **Fumagalli P., Poli S.** (2005) Experimentally determined phase relations in hydrous peridotites to 6.5 GPa and their consequences on the dynamics of subduction zones. *J. Petrol.*, 46(3), 555 – 578.
 41. **Gavrilenko M., Herzberg C., Vidito C., Carr M.G., Tenner T., Ozerov A.** (2016) A calcium-in-olivine geothermometer and its application to subduction zone magmatism. *J. Petrol.*, 57(9), 1811-1832.
 42. **Gurenko A.A., Sobolev A.V.** (2006) Crust-primitive magma interaction beneath neovolcanic rift zone of Iceland recorded in gabbro xenoliths from Midfell, SW Island. *Contrib. Mineral. Petrol.* 151, 495-520.
 43. **Gurenko A.A., Kamenetsky V.S., Kerr A.S.** (2016) Oxygen isotopes and volatile contents of the Gorgona komatiites, Colombia: A confirmation of the deep mantle origin of H₂O. *Earth and Planetary Science Letters*, 454, 154-165.
 44. **Guzmics T., Mitchell R.H., Szabo C., Berkezi M., Milke R., Abart R.** (2011) Carbonatite melt inclusions in coexisting magnetite, apatite and monticellite in Kerimaci calciocarbonate, Tanzania: melt evolution and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 161, 177-196
 45. **Hirano N., Yamamoto J., Kagi H., Ishii T.** (2004) Young, olivine xenocryst-bearing alkali-basalt from the ocean-ward slope of the Japan trench. *Contrib. Mineral. Petrol.* 148(1), 47-54.
 46. **Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Sobolev A.V., Golovin A.V., Demouchy S., Faure K., Sharygin V.V., Kuzmin D.V.** (2008) Olivine in the Udachnaya-East kimberlite (Yakutia, Russia): types, compositions and origins. *J. Petrol.*, 49(4), 823 - 839.
 47. **Lissenberg C.J., Dick H.J.B.** (2008) Melt-rock reaction in lower oceanic crust and its implications for the genesis of mid-ocean ridge basalt. *Earth and Planetary Science Letters*, 271, 311-325.
 48. **Merkulova M., Minoz M., Vidal O., Brunet.** (2016) Role of iron content on serpentinite dehydration depth in subduction zones: experiments and thermodynamic modeling. *Lithos*, 264, 441-452.
 49. **Neumann E-R., Vannucci R., Tiepolo M.** (2005) N-MORB crust beneath Fuerteventura in the easternmost part of the Canary islands: evidence from gabbroic xenoliths. *Contrib. Mineral. Petrol.* 150, 156-173.
 50. **Niida K., Green D.H.** (1999) Stability and chemical composition of pargasitic amphibole in MORB pyroxenite under upper mantle conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 135, 18- 40.
 51. **Pirard C., Hermann J.** (2015) Experimentally determined stability of alkali amphibole in metasomatised dunite at sub-arc pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.* 169:1.
 52. **Ray D., Misra S., Banerjee R., Weis D.** (2011) Geochemical investigation of gabbro from slow-spreading Northern Central Indian Ocean Ridge, Indian Ocean. *Geol. Mag.*, 148(3), 404-422.

53. **Sanfilippo A., Dick H.J.B., Ohara Y.** (2013) Melt-rock reaction in the mantle: mantle troctolites from the Parece Vela ancient back-arc spreading center. *J. Petrol.*, 54(5), 861-885.
54. **Sharygin I.S., Shatskiy A., Litasov K. D., Golovin A.V., Ohtani E., Pokhilenko N.P.** (2018) Interaction of peridotite with Ca-rich carbonatite melt at 3.1 and 6.5 GPa: implication for merwinite formation in upper mantle, and for the metasomatic origin of sublithospheric diamonds with Ca-rich suite of inclusions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 173: 22.
55. **Shejwalkar A., Coogan L.A.** (2013) Experimental calibration of the roles of temperature and composition in Ca-in-olivine geothermometer at 0.1MPa. *Lithos*, 177, 54-60.
56. **Simkin T., Smith L.V.** (1970) Minor-element distribution in olivine. *Journal of Geology.* 78(3) 304–325.
57. **Sokol A.G., Khokhrykov A.F., Palyanov Yu. N.** (2015) Composition of primary kimberlite magma: constraints from melting and diamond dissolution experiments. *Contrib. Mineral. Petrol.* 170: 26
58. **Sokol A.G., Kruk A.N., Chebotarev D.A., Palyanov Y.N.** (2016) Carbonate melt-peridotite interaction at 5.5-7.0 Gpa: implications for metasomatism in lithospheric mantle. *Lithos*, 248-251, 66-79.
59. **Sokol A.G., Kruk A.N., Palyanov Y.N., Sobolev N.V.** (2017) Stability of phlogopite in ultrapotassic kimberlite-like systems at 5.5-7.5 GPa. *Contrib. Mineral. Petrol.* 172: 21.
60. **Stoppa F. and Lipini L.** (1993) Mineralogy and petrology of the Polino monticellite calciocarbonatite (Central Italy). *Mineral. and Petrol.* 49, 213-231.
61. **Suhr G., Hellebrand E., Johnson K., Brunelli D.** (2008) Stacked gaabbro units and intervening mantle: a detailed look at a section of IODP Leg 305, Hole U1309D. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9(10), 1-31.
62. **Tenner J.T., Hirschmann M.M., Withers A.C., Ardia P.** (2012) H₂O storage capacity of olivine and low-Ca pyroxene from 10 to 13 GPa: consequences for dehydration melting above the transition zone. *Contrib. Mineral. Petrol.* 163, 297-316.
63. **Tornare E., Pilet S., Bussy S.** (2016) Magma differentiation in vertical conduits revealed by the complementary study of plutonic and volcanic rocks from Fuerteventura (Canary islands). *J. Petrol.*, 57(11-12), 2221-2250
64. **Willcox A., Buisson I., Sparks R.S.J., Brown R.J., Mania S., Schumacher J.C., Tuffen H.** (2015) Petrology, geochemistry and low-temperature alteration of lavas and pyroclastic rocks of the kimberlitic Ingwisi Hills volcanoes, Tanzania. *Chem. Geol.*, 405, 82-101