

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК  
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ им. А.П. ВИНОГРАДОВА**

**УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ:  
ГЕОЛОГИЯ, СТРОЕНИЕ, РУДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ**

**Материалы научной конференции**

**16-20 сентября 2019 г.**

**ИРКУТСК  
2019**

**УДК 552.32.5.6+553.481.43**  
**ББК 26.325.13**  
**У 515**

**Ультрамафит- мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал.** Материалы конференции. - Иркутск: Изд-во "Оттиск", 2019. - 306 с.

Ответственный редактор  
Т.Б. Колотилина, канд. геол.-мин. наук, зав. лаб.  
Института геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН (ИГХ СО РАН)

В сборнике представлены труды VI Всероссийской с международным участием конференции «Ультрамафит- мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал». Основная тематика конференции затрагивает вопросы геологии, геодинамических обстановок формирования, петрологии и геохимии ультрамафит-мафитовых комплексов.

Проведение конференции и издание материалов осуществляются при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ) (проект № 19-05-20050)

Утверждено к печати Учёным советом ИГХ СО РАН

ISBN 978-5-6042915-5-9

© Институт геохимии СО РАН, 2019

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>Аило Ю., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С.</b> Вариации состава оливинов глубинных включений позднекайнозойских вулканитов Тункинской долины в сопоставлении с оливинами включений вулканитов других местонахождений юга Сибири.....	8
<b>Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Фиорентини М.Л., Николаев Г.С., Бармина Г.С.</b> Физико-химические аспекты формирования и эволюции протосульфидных расплавов как прекурсоров ЭПГ-минерализации довырениских пород.....	12
<b>Асавин А.М., Криволицкая Н.А.</b> Внутреннее строение, температурный режим кристаллизации и остывания интрузивов Норильского комплекса по данным геотермометрии пироксенов.....	17
<b>Ащепков И.В., Жмодик С.М., Белянин Д.Н., Киселёва О.Н., Карманов Н.С., Медведев Н.С., Травин А.В., Юдин Д.С.</b> Айликиты Белозиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового массива.....	22
<b>Бадмацыренова Р.А., Орсоев Д.А.</b> Палеозойские расслоенные базит-ультрабазитовые массивы Забайкалья: петрология и рудоносность.....	29
<b>Базылев Б.А., Леднева Г.В.</b> Островодужный плутонический ультрамафит-мафитовый массив в составе вельмайского террейна (Восточная Чукотка).....	35
<b>Беляев В.А., Горнова М.А., Каримов А.А., Медведев А.Я., Иванов А.В., Демонтерова Е.И., Белозерова О.Ю., Брянский Н.В., Энхбат Д.</b> Геохимия и возраст амфибол-содержащих известково-щелочных базальтов и габбро Джидинского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс).....	40
<b>Богданова А.Р., Вахрушева Н.В.</b> Распределение лантаноидов в гранатовых амфиболитах и амфиболовых плагиоклазитах массива Рай-Из (Полярный Урал).....	46
<b>Богина М.М., Шарков Е.В., Чистяков А.В., Злобин В.Л.</b> Особенности составов минералов и геохимия платиноидов дунитовой линзы Мончегорского плутона восточной части Балтийского щита.....	53
<b>Бочаров В.Л.</b> Перспективные никеленосные ультрамафит-мафитовые комплексы Воронежского кристаллического массива.....	58
<b>Бочаров В.Л.</b> Ультрамафит-карбонатитовый магматизм Курского блока Воронежского кристаллического массива.....	62

<b>Брянский Н.В., Мехоношин А.С.</b> Редкоэлементный состав оливинов по данным LA-ICP-MS .....	67
<b>Варламов Д.А., Мурзин В.В.</b> Платинометальная минерализация Верх-Нейвинского ультраосновного массива (Средний Урал): первичные и вторичные парагенезисы и новые минеральные виды .....	70
<b>Васильев В.И., Жатнуев Н.С., Васильева Е.В.</b> Нестационарные теплофизические расчёты в диапазоне плюмовая адиабата–геотерма .....	76
<b>Воронцов А.А., Перфилова О.Ю., Гринев О.М.</b> Вещественная эволюция базальтовых расплавов в континентальных рифтогенных условиях (на примере северной части Алтае-Саянской области) .....	83
<b>Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А.</b> Фракционирование магм в краевых зонах Сибирской платформы и формирование уникальных металлогенических провинций .....	89
<b>Готтман И.А., Пушкарёв Е.В.</b> Ксенолиты клинопироксенов в эффузивных породах Магнитогорской островодужной зоны (Южный Урал) .....	94
<b>Григорович А.А., Новак Л.К., Мехоношин А.С.</b> Минералого-геохимические особенности строения залежи массивных сульфидных руд северо-восточной части Октябрьского месторождения .....	98
<b>Гурьянов В.А., Песков А.Ю., Приходько В.С.</b> Никеленосные мафит-ультрамафиты Кун-Маньёнского рудного поля: структурная позиция и рудоносность (юго-восточное обрамление Сибирской платформы) .....	103
<b>Добрецов Н.Л., Жмодик С.М., Лазарева Е.В., Толстов А.В., Белянин Д.К., Сурков О.Н., Добрецов Н.Н.</b> Щелочные породы массива Богдо (Арктическая Сибирь, Россия) .....	109
<b>Дугарова Н.А., Гертнер И.Ф.</b> Геохимические особенности базитов офиолитовой ассоциации северного склона Кузнецкого Алатау .....	115
<b>Жатнуев Н.С., Васильев В.И., Санжиев Г.Д., Васильева Е.В.</b> Модель кимберлитового магматизма .....	119
<b>Звягин Е.М., Леснов Ф.П., Зюзин Ю.М., Лоскутов И.Ю., Карпухин М.И.</b> Об отображении мафит-ультрамафитовых массивов, расположенных в центральной части Республики Тыва, в аномальных магнитном и гравитационном поля .....	126

<b>Калашникова Т.В., Соловьева Л.В., Костровицкий С.И.</b> Геохимические характеристики ксенолитов трубки Обнажен- ная и их связь с перидотитами расслоенных мафитовых ком- плексов .....	131
<b>Каримов А.А., Горнова М.А., Беляев В.А., Медведев А.Я.</b> Пироксенитовые жилы как индикатор модификации ман- тии просачивающимися расплавами на примере Эгийголь- ского массива (Джидинская зона).....	135
<b>Киселёва О.Н., Айриянц Е.В., Белянин Д.К., Жмодик С.М.</b> Новые данные по U-Pb геохронологии Дундугурского и Улан-Сарьдагского офиолитовых "массивов" Восточный Са- ян.....	142
<b>Кислов Е.В., Попов М.П., Ерохин Ю.В., Михеева А.В.</b> Нефрит баженовского месторождения хризотил-асбеста, Средний Урал: состав и свойства.....	147
<b>Кислов Е.В., Каменецкий В.С., Вантеев В.В.</b> Хромититы Йоко-Довыренского массива: метасоматический парагенезис .....	153
<b>Ковалёва С.А., Костровицкий С.И.</b> Вещественный со- став кимберлитов Куойкского поля (Якутская кимберлитовая провинция) .....	159
<b>Костровицкий С.И., Яковлев Д.А.</b> Карбонатная или кар- бонатитовая компонента в кимберлитах Якутской провинции?....	162
<b>Кудряшов Н.М.</b> U-Pb (SHRIMP RG) изотопно- геохронологическое изучение циркона из габбро-анортозитов ачинского комплекса.....	169
<b>Кузьмин М.И., Котов А.Б.</b> Образование, эволюция и ран- няя геологическая история земли (до начала тектоники плит) .....	174
<b>Леднева Г.В., Базылев Б.А.</b> Фрагменты литосферы мезо- зойского задугового бассейна в офиолитах Восточной Чукот- ки.....	178
<b>Леснов Ф.П., Ойдуп Ч.К., Монгуш А.А., Королюк В.Н.</b> Новые данные о составе и других свойствах минералов из по- лосчатых габброидов и вопросы генезиса Калбакдагского ма- фит-ультрамафитового массива (Центральная Тува).....	182
<b>Леснов Ф.П., Ойдуп Ч.К., Монгуш А.А., Королюк В.Н.</b> Проявление скаполитовой минерализации в габброидах Кал- бакдагского мафит-ультрамафитового массива (Тува).....	189
<b>Макрыгина В.А., Антипин В.С.</b> Островодужный габбро- диорит-гранодиорит-гранитный магматизм: геохимия и осо- бенности генезиса (Хайдайский комплекс, Ольхонский регион Прибайкалья).....	193

<b>Медведев А.Я., Каримов А.А., Беляев В.А., Шаралдаева В.В.</b> Минералогия щелочных базальтоидов р. Жарничиха (Южное Забайкалье) .....	198
<b>Монгуш А.А.</b> Раннеордовикский возраст роговообманкового габбро на Ожинском участке куртушибинских офиолитов (Западный Саян) .....	202
<b>Мочалов А.Г.</b> Особенности онтогении кристаллов минералов платины щелочно-ультраосновного массива Кондёр.....	207
<b>Нестеренко Г.В., Жмодик С.М., Белянин Д.К., Айриянц Е.В., Подлипский М.Ю., Бобошко Л.П.</b> Многостадийно-сформированноеозерноМППГ из россыпи р. Коура (Горная Шория) .....	213
<b>Николаев Г.С., Арискин А.А., Бармина Г.С.</b> Влияние петрогенных компонентов на растворимость хромшпинелида в расплаве и возможный механизм образования хромититов (модель SPINMELT-2.0) .....	219
<b>Орсоев Д.А., Высоцкий С.В., Руслан А.В.</b> Изотопный состав серы в Cu-Ni рудах Ловноозерского месторождения (Кольский полуостров, Россия): генетические следствия .....	225
<b>Пушкарёв Е.В., Готтман И.А., Каменецкий В.С.</b> Анкарамиты - ключ к пониманию генезиса дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урало-Аляскинского типа.....	232
<b>Пшеницын И.В., Арискин А.А., Корост Д.В., Хомяк А.Н., Николаев Г.С., Тютюнник О.А.</b> Структурно-геохимическая эволюция сульфидов в породах подошвы Йоко-Довыренского расслоенного массива.....	239
<b>Симакин А.Г., Кислов Е.В.</b> Новые экспериментальные данные по растворимости благородных металлов (Au,Pt) в виде каробнилов при P=1-3 кбар и T=900-1000 град С. ....	244
<b>Симонов В.А., Чернышов А.И., Котляров А.В.</b> Условия формирования гипербазитов из офиолитов Кузнецкого Алатау: роль магматических систем и пластических деформаций.....	251
<b>Склярёв Е.В., Лавренчук А.В., Пушкарев Е.В., Федоровский В.С.</b> Реститовые ультрабазиты Ольхонского террейна (Западное Прибайкалье): минералогия и проблемы генезиса....	256
<b>Скублов С.Г., Салимгараева Л.И., Березин А.В., Ли С., Ли Ч.</b> Изотопный возраст метаанортозитов эклогитового комплекса Берген Аркс, Юго-Западная Норвегия.....	262

<b>Служеникин С.Ф., Малич К.Н., Григорьева А.В.</b> Дюм- талейский базит-гипербазитовый массив: петрология и рудо- носность (Таймыр).....	266
<b>Смолькин В.Ф., Мокрушин А.В., Арискин А.А.</b> Рассло- енные интрузии палеопротерозоя Мончегорского района: пет- рология, геохимия, изотопный возраст (Кольский регион).....	273
<b>Соболев С.Н., Шкурский Б.Б., Япаскурт В.О., Арискин А.А., Бухарев А.Ю.</b> Петроструктурные характеристики куму- латов нижней части разреза Йоко-Довыренского массива.....	279
<b>Ступаков С.И., Симонов В.А., Мехоношин А.С., Коло- тилина Т.Б.</b> Эволюция параметров кристаллизации распла- вов, формировавших базит-ультрабазитовые массивы Восточ- ного Саяна .....	285
<b>Сутурин А.Н.</b> Нефритообразование – детерминированный метасоматический процесс в гипербазитовых массивах .....	290
<b>Эрнст Р.Э.</b> A new plumbing system framework for plume- related continental large igneous provinces and their mafic- ultramafic intrusions .....	295
<b>Юдин Д.С., Алифирова Т.А., Шарыгин И.С., Васькова И.Ю.</b> Первые данные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследования джерфишерита из основной массы кимберлитовой трубки Удачная-Восточная....	296
<b>Юричев А.Н., Гулимов К.С., Чернышов А.И.</b> Эволюция минерального состава габброидов Аргысукского массива (Канская глыба, Восточный Саян).....	298
<b>Авторский указатель</b> .....	304

## ВАРИАЦИИ СОСТАВА ОЛИВИНОВ ГЛУБИННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ ПОЗДНЕКАЙНОВОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ ТУНКИНСКОЙ ДОЛИНЫ В СОПОСТАВЛЕНИИ С ОЛИВИНАМИ ВКЛЮЧЕНИЙ ВУЛКАНИТОВ ДРУГИХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ ЮГА СИБИРИ

Ю. Аило<sup>1,2</sup>, С.В. Рассказов<sup>1,3</sup>, Т.А. Ясныгина<sup>3</sup>, И.С. Чувашова<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup>Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия, youseph.gh.g@gmail.com

<sup>2</sup>Университет Аль-Фурат, Дейр-эз-Зор, Сирия

<sup>3</sup>Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, rassk@crust.irk.ru, ty@crust.irk.ru

Оливин – наиболее распространенный минерал верхней мантии (Sobolev et al., 2008). Высокие содержания форстерита (>88 %) в мантийных породах связываются с кристаллизацией оливинов из магматических расплавов. Высоко-Mg вкрапленники (фенокристаллы) или ксенокристаллы находятся в этом случае в равновесии с расплавами (Sobolev et al., 1994). Оливины с экстремальным содержанием форстерита (>96 %) в равновесии со шпинелью входят в состав высоко-Mg изверженных пород, образующихся в высокотемпературных условиях (Plechov et al., 2017).

В настоящей работе исследуются вариации состава оливинов отторженцев пород литосферной мантии из-под вулканов восточной и центральной частей Тункинской долины в сопоставлении с оливинами глубинных включений вулканических пород других районов юга Сибири. В Тункинской долине включения отбирались на вулканах Карьерный, Сухой, в местонахождениях «Козья Шейка» долины р. Зун-Мурин и «Тункинские гольцы». Наиболее представительная коллекция изучена на вулкане Карьерный, в лавах которого глубинные включения представлены зеленой группой (с хромдиопсидом) и черной группой (с авгитом и салитом). Распространены породы сложно-го состава. Размер включений составляет от первых см до 20 см.

На диаграмме Mg/Si и Al/Si (рис. 1) породы включений вулкана Карьерный подразделяются на пять групп: 1) преобладающая группа истощенных пород (реститов), 2) группа близкая по составу к примитивной мантии, 3) группа метасоматитов, 4) группа магматических пород, комплементарная истощенным породам и 5) группа магматических пород, связанных с метасоматитами. Породы группы 2 с составами, близкими к примитивной мантии, сопоставляются с породами подобного типа из местонахождений «Козья Шейка» в долине р. Зун-Мурин и «Тункинские гольцы».

Обозначенное группирование пород согласуется с группированием оливинов на диаграмме NiO–Fo (рис. 2, а). Выделяются тренды оливинов 1) реститов, 2) метасоматитов и 3) магматических пород.



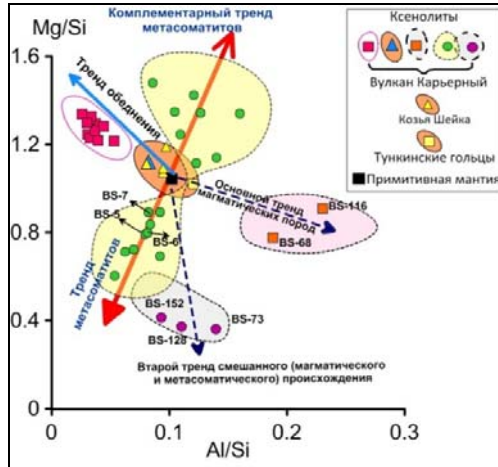


Рис. 1. Группирование ксенолитов на диаграмме Mg/Si и Al/Si. Синей линией со стрелкой, обозначен тренд обеднения пород групп 1 и 2, относительно состава примитивной мантии (PM). Состав PM из работы (Геохимия архея..., 1987).

Оливины реститовых зеленых шпинелевых перидотитов характеризуются узким диапазоном форстерита (89.3–90.6 %) при повышенных содержаниях NiO (0.3–0.4 мас. %). Оливины пород, близких по составу к примитивной мантии, встречаются в виде мелких овальных зерен–узников, заключенных в пироксенах и шпинели зеленых шпинелевых перидотитов реститовой группы. В них определен узкий диапазон содержаний форстерита (89.7–90.64 %) при промежуточном содержании NiO (0.3–0.36 мас. %). Оливины метасоматитов сложных включений дают диапазон содержаний форстерита (86.7–90.96 %) при широко варьирующих содержаниях NiO (0.23–0.47 мас. %). Оливины магматических пород черных и темно-зеленых включений разного состава (перидотитов, клинопироксенитов) обнаруживают относительное снижение форстерита (74.6–83.8 %) при пониженных содержаниях NiO (0.09–0.2 мас. %).

Большинство фигуративных точек составов оливинов включений из вулканитов Витимского плато распределяется вдоль тренда оливинов метасоматитов. Несколько точек попадает в начало магматического тренда. Фигуративные точки оливинов включений из вулканитов Окинского плато соответствуют оливином тренда реститов (рис. 2, б).

Хромшпинель глубинных включений характеризуется в основном значениями  $Cr\# = 100 \times Cr / (Cr + Al)$  в интервале 6–53.

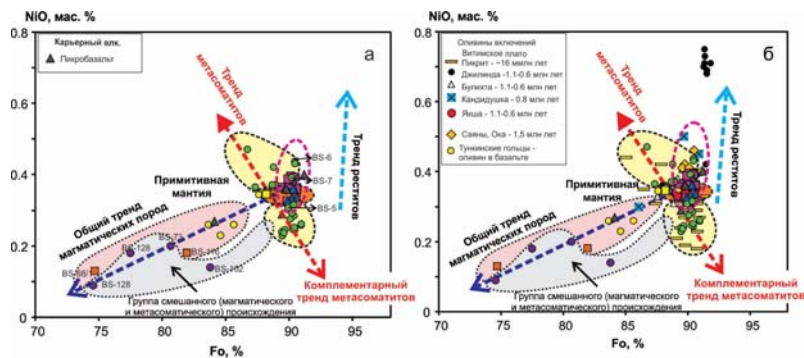


Рис. 2. Диаграмма NiO – Fo для оливинов включений базанитов вулкана Карьерный (а) и оливинов включений вулканитов других местонахождений юга Сибири (б). Для сопоставлений использовались опубликованные данные.

На диаграмме  $Cr\#$  шпинели –  $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$  оливина большинство фигуративных точек вулкана Карьерный образует ряд частичного плавления, но несколько точек пород группы 4 смещены по направлению фракционной кристаллизации. Составы минералов включений вулкана Сухой и местонахождения «Козья Шейка» близки к составу примитивной мантии. Точки минералов включений других местонахождений (Витимское и Окинское плато, Хамар-Дабан) имеют пониженную хромистость шпинели по сравнению с хромистостью шпинели включений базанитов вулкана Карьерный.

В перидотитовых включениях базанитов вулкана Карьерный оливин находится в парагенезисе с плагиоклазом, что свидетельствует о сравнительно малоглубинном происхождении пород в верхней части литосферной мантии и нижней части коры. На диаграмме NiO–MnO выявляется повышенное содержание MnO при низком содержании NiO в оливине. По этой специфике составы оливинов отличаются от оливинов более глубоких пород включений вулканитов Витимского плоскогорья, для которых парагенезис оливина и плагиоклаза не характерен, но существенную роль играют гранатовые перидотиты и пироксениты.

Из общего анализа вариаций состава оливина глубоких включений из базанитов вулкана Карьерный и других местонахождений Тункинской долины следует отчетливое деление пород на группы примитивного мантийного состава, реститового, метасоматического и магматического происхождения. Снижение никеля и повышение марганца в оливинах включений из вулканических пород Тункинской долины связано с образованием пород в области перехода от

шпинель-пироксеновой к оливин-плагиоклазовой фации глубинности. По вариациям состава оливина включений из вулканитов Тункинской долины регистрируются магматические тренды, не характерные для оливинов глубинных включений из вулканитов других территорий юга Сибири.

*Работа выполнена по гранту РФФ 18-77-10027. Изучение состава оливинов проводилось с использованием рентгеноспектрального электронно-зондового микроанализатора JXA8200 в ЦКП Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН. Авторы благодарят Л.Ф. Суворову за выполненные исследования.*

Геохимия архея: Пер. с англ. / под ред. А. Крёнера, Г.Н. Хенсона и А.М. Гудвена. М.: Мир, 1987. 315 с.

Plechov P.Yu., Nekrylova N.A., Shcherbakova V.D., Tikhonova M.S. Extreme-Mg olivines from Venancite lavas of Pian di Celle Volcano (Italy) // Doklady Earth Sciences. 2017. Vol. 474. N 1. P. 507–510.

Sobolev A.V., Danyushevsky L.V. // J. Petrol. 1994. Vol. 35. N 5. P. 1183–1211.

Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Pokhilenko N.P., Kuzmin D.V., Sobolev A. Olivine inclusions in Siberian diamonds: high-precision approach to minor elements // European Journal Mineral. 2008. Vol. 20. P. 305–315.

#### **VARIATIONS IN THE COMPOSITION OF OLIVINE INCLUSIONS OF DEEP LATE CENOZOIC VOLCANIC ROCKS OF THE TUNKA VALLEY IN COMPARISON WITH THE OLIVINE INCLUSIONS OF VOLCANIC ROCKS FROM OTHER LOCALITIES OF THE SOUTH OF SIBERIA**

Yu. Ailo<sup>1,2</sup>, S.V. Rasskazov<sup>1,3</sup>, T.A. Yasnygina<sup>3</sup>, I.S. Chuvashova<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup>Irkutsk State University, Irkutsk, Russia, youseph.gh.g@gmail.com

<sup>2</sup>Al Furat University, Deir ez-Zor, Syria

<sup>3</sup>Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia, rassk@crust.irk.ru, ty@crust.irk.ru

The analysis of variations in the composition of olivine of deep inclusions from basanites of the Kar'erny volcano and other locations of the Tunka valley demonstrates the division of rocks into groups of primitive mantle composition, restite, metasomatic and magmatic origin. Decrease of Ni and increase of Mn in olivines of inclusions from volcanic rocks of Tunka valley is associated with the formation of rocks in the transition from spinel-pyroxene to olivine-plagioclase facies of depth.

\*\*\*\*

## **ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ ПРОТОСУЛЬФИДНЫХ РАСПЛАВОВ КАК ПРЕКУРСОРОВ ЭПГ-МИНЕРАЛИЗАЦИИ ДОВЫРЕНСКИХ ПОРОД**

А.А. Арискин<sup>1,2</sup>, И.В. Пшеницын<sup>1</sup>, Г.С. Николаев<sup>2</sup>, Е.В. Кислов<sup>3,4</sup>,  
Г.С. Бармина<sup>2</sup>, С.Н. Соболев<sup>1</sup>

<sup>1</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, ariskin@gambler.ru

<sup>2</sup>Институт геохимии и аналитической химии им.В.И.Вернадского РАН РАН, Москва, Россия

<sup>3</sup>Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

<sup>4</sup>Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия

**Введение.** Основные месторождения платиноидов и родия связаны с ультрамафит-мафитовым магматизмом, как правило – с интрузивными телами. В случае крупных расслоенных массивов речь идет о стратиформной платинометальной минерализации, которая получила название “рифов”, хорошо известных и изученных во многих интрузивах, в том числе в России. Важно, что содержания платиноидов в этих слоях в тысячи раз превышают фон в исходных магмах, а сами горизонты обычно представляют зоны малосульфидной минерализации. Природа этой минерализации уже много лет является предметом дискуссий. При этом сложились две главные петрологические школы. Последователи Налдретта подчеркивают роль сульфидной жидкости, которая является агентом, экстрагирующим платиноиды из расплава и транспортирующим их в нижележащие кумулаты. Альтернатива оформилась под влиянием работ Алана Будро, который допустил возможность растворения первичных сульфидов поздним Si-содержащим флюидом и его миграцию вверх, с последующим переотложением на фронте флюидного насыщения. Последователи первой идеи приводят физико-химические аргументы, с акцентом на аномальные коэффициенты разделения платиноидов между сульфидом и магмой, а также высокую плотность и подвижность сульфидных расплавов. Для вторых более важны минералогические наблюдения в сочетании с результатами изучения флюидных включений.

**Генетическое значение Довырена.** Мы подошли к решению этой дилеммы на примере исследований Йоко-Довыренского интрузива в Северном Прибайкалье (Кислов, 1998; Ariskin et al., 2015). Генетическое значение этого объекта определяется ясным положением и геологическим строением, но главное – наличием практически всех известных типов малосульфидной минерализации, включая две зоны, обогащенные МПГ: здесь есть прикровельная и придонная минерализация “контактного типа”, низкотемпературные сульфидные ассоциации в метаморфизованных габброидах, главный ЭПГ-риф в

зоне перехода от троктолитов к оливиновым габбро и недавно открытый нами горизонт ЭПГ-минерализации в нижних троктолитах. В основании Довырена и ниже контакта - широкое разнообразие сульфидных руд, от вкрапленных и сетчатых до массивных.

Обращаясь к проблеме образования платинометаллических рифов, естественно сфокусироваться на изучении вмещающих анортозитов и минералогии платиноидов, которые всегда приурочены к сульфидным фазам, подчеркивая, что имеют источником именно сульфидное вещество. Это подтверждают результаты рентгеновской компьютерной томографии, которые позволяют обнаружить включения минералов платиноидов не только на поверхности, но также внутри сульфидных зерен и капель. Однако, для ответа на вопрос о природе богатого ЭПГ сульфидного вещества необходимо понять, на какой стадии внутрикамерного процесса началась сульфидная ликвация, а также определить состав исходной протосульфидной жидкости.

**Методология.** Для решения этих задач мы обратились к основанию Довырена, где редкие, но аккумулярованные сульфиды обнаружены в зоне закалки и горизонте плагиодунитов (Ariskin et al., 2018ab). Было очевидно, что самые ранние сульфиды надо искать среди этих наиболее примитивных пород массива. Детальные минералогические исследования позволили установить, что сульфиды низов массива представляют продукты кристаллизации существенно Fe-Ni расплава, тогда как в платинометаллических рифах доминируют высокомедистые фазы – вероятно, продукты кристаллизации низкотемпературных сульфидных жидкостей. Расшифровка этих соотношений предполагает точную оценку микроэлементного состава примитивных и, предположительно, производных сульфидов, включая платиноиды и халькогены.

**Использование программы КОМАГМАТ-5.** Для ответа на вопрос о составе примитивных сульфидных жидкостей, с которых начиналась история экстракции высокохалькофильных металлов, приходит на помощь программа КОМАГМАТ-5 (Ariskin et al., 2018c). В настоящее время это единственная модель, совмещающая расчеты кристаллизации мафит-ультрамафитовых систем с моделированием эволюции состава несмесимых сульфидов. Ранее мы уже определили температуру исходной магмы для закаленных пикродолеритов – примерно 1290<sup>0</sup>С. По результатам расчетов, силикатно-сульфидная несмесиимость проявляется в такой системе ниже температуры исходной магмы, что предполагает зарождение примитивных сульфидов в интеркумулусе, т.е. в поровом пространстве кристаллизующих-

ся оливиновых кумулатов. При этом вариации содержаний микроэлементов в сульфидной жидкости можно оценить исходя из экспериментальных коэффициентов разделения сульфид/силикат, если известны содержания ЭПГ в исходном кумулате.

Результаты вычислений для Pd, Pt, Au и Te в случае примитивного пикродолерита (как аппроксимации исходной магмы) показывают, что модельные составы сульфидной жидкости практически перекрываются с оценками среднего состава сульфидов, основанными на приведении содержаний этих элементов в базальных ультрамафитах к 100% сульфидной массы. Мы полагаем, что такое соответствие неслучайно и позволяет с высокой достоверностью оценить средний состав наиболее примитивного сульфида довыренских кумулатов. Такого рода данные получены впервые, вероятно не только для Довырена, но также других известных месторождений.

**Разнообразие сульфидов в зоне Конникова.** Можно ли связать состав примитивных и Cu-ЭПГ обогащенных сульфидов с составом первого несмесимого сульфидного расплава? Здесь многое проясняют результаты изучения не Главного рифа Довырена, а участков ЭПГ-минерализации в низах троктолитов, которые мы называем Зоной Конникова (Арискин и др., 2019). Несколько лет назад в этой зоне были обнаружены рассеянные и высокомедистые сульфиды, с которыми связаны проявления разнообразных минералов ЭПГ – главным образом, теллуридов и висмутидов платины, палладия и серебра. Но есть в зоне Конникова еще один необычный тип сульфидной минерализации – пегматоидные сульфиды в редких жилах, секущих массивные среднезернистые троктолиты. Они бедны платиноидами и медью и сложены преимущественно пирротином с примесью пентландита. При пересчете составов этих пород на 100% сульфидной массы оказалось, что в низах троктолитов проявлено два типа сульфидного вещества – резко обедненные ЭПГ, Au, Cu и Te (существенно Fe-Ni) пегматоидные разности и высокомедистые, обогащенные ЭПГ и халькогенами.

Этот факт интересен тем, что подобное разделение находится в соответствии с законами эволюции ЭПГ при кристаллизации самих сульфидных расплавов при температурах ниже 1100<sup>0</sup>С. Из экспериментальных данных известно, что в начале кристаллизуется Fe-Ni моносульфидный раствор – так называемый Mss, который содержит крайне мало меди, легких платиноидов и теллура, а все эти элементы отгоняются в более низкотемпературную высокомедистую

фракцию. Этот остаточный расплав затем также кристаллизуется, образуя серию высокомедистых Iss-растворов в ассоциации с минералами платиноидов, а также золота, серебра, свинца, и цинка, иногда содержащих повышенные количества кадмия, германия и даже ртути. Таким образом, разнообразие сульфидов из троктолитов трудно интерпретировать иначе как результат пространственного разделения продуктов эффективной кристаллизации, фактически расщепления протосульфидных расплавов.

**О природе Главного ЭПГ-рифа.** Если теперь обратиться к платиноносным анортозитам Довырена, то можно убедиться, что средний состав сульфидов в этих породах близок высокомедистым сульфидам из минерализованных троктолитов. Это предполагает аналогичный механизм образования высокомедистой ассоциации Главного рифа. Расчеты эволюции сульфидных расплавов при кристаллизации моносульфидного раствора с низкими значениями коэффициентов разделения  $M_{ss}$ /сульфидный расплав показывают, что модельный тренд практически совпадает с составами 100%-сульфидов из анортозитовых горизонтов.

Таким образом, приходим к выводу, что различия химизма в разных типах ЭПГ-сульфидной минерализации Довырена отражают два сопряженных процесса – вариации состава сульфидной жидкости по мере силикатно-сульфидной несмесимости в кумулатах и эволюцию состава сульфидного расплава, вероятно в условиях почти полностью затвердевшего массива. Получаются своего рода геохимические качели: процесс прогрессирующей силикатно-сульфидной несмесимости направляет состав сульфидов по линии обеднения ЭПГ, а кристаллизация выделившихся несмесимых сульфидов – в обратном направлении. С этим обратным трендом, вероятно, и связано формирование ЭПГ-рифов.

Этот вывод не отрицает возможности транспорта благородных металлов флюидными потоками на заключительных стадиях затвердевания интрузива, но надо иметь в виду, что это должны быть специфичные флюиды, которые несут платиноиды и халькогены в соотношениях, точно отвечающих законам кристаллизационной эволюции сульфидных жидкостей.

*Исследование проведено при финансовой поддержке РНФ (грант № 16-17-10129)*

Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Э.Г. Конников, Маас Р., Костицын Ю.А., Э. Мак-Нил Э., Меффре С., Николаев Г.С., Кислов Е.В. Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия): изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных

магм и экстремальной обогащенности источника // Геология и геофизика, 2015. Т. 56. № 3. С. 528-556.

Арискин А.А., Данюшевский Л.В., М. Фиорентини, Г.С. Николаев, Е.В. Кислов, И.В. Пшеницын, В.О. Япаскурт, С.Н. Соболев. Петрология, геохимия и происхождение сульфидоносных и ЭПГ-минерализованных троктолитов из зоны Конникова в Йоко-Довыренском расслоенном интрузиве // Геология и геофизика, 2019 (*представлена*).

Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд. Бурятского научного центра, 1998. 265 с.

Ariskin A., Danyushevsky L., Nikolaev G., Kislov E., Fiorentini M., McNeill A., Kostitsyn Yu., Goemann K., Feig S., Malyshev A. The Dovyren Intrusive Complex (Southern Siberia, Russia): Insights into dynamics of an open magma chamber with implications for parental magma origin, composition, and Cu-Ni-PGE fertility // *Lithos*. 2018a. Vol. 302-303. P. 242-262.

Ariskin A.A., Nikolaev G.S., Danyushevsky L.V., Fiorentini M., Kislov E.V., Pshenitsyn I.V. Genetic interpretation of the distribution of PGE and chalcogens in sulfide-mineralized rocks from the Yoko-Dovyren layered intrusion // *Geochem. International*. 2018b. Vol. 56. P. 1322-1340.

Ariskin A.A., Bychkov K.A., Nikolaev G.S., Barmina G.S. The COMAGMAT-5: Modeling the effect of Fe-Ni sulfide immiscibility in crystallizing magmas and cumulates // *J. Petrol*. 2018c. Vol. 59. No 2. P. 283-298.

## **PHYSICO-CHEMICAL ASPECTS OF THE FORMATION AND EVOLUTION OF PROTOSULFIDE LIQUIDS AS PRECURSORS OF PGE-MINERALIZATION OF THE DOVYREN ROCKS**

A.A. Ariskin<sup>1,2</sup>, I.V. Pshenitsyn<sup>1</sup>, G.S. Nikolaev<sup>2</sup>, E.V. Kislov<sup>3,4</sup>,  
G.S. Barmina<sup>2</sup>, S.N. Sobolev<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Moscow State University, Moscow, Russia, ariskin@rambler.ru

<sup>2</sup>Vernadsky Institute of geochemistry and analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia

<sup>3</sup>Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia

<sup>4</sup>Buraytian State University, Ulan-Ude, Russia

Based on examination of the Yoko-Dovyren intrusion (Northern Transbaikalia, Russia) we present reconstructions of the history of sulfide saturation of parental magmas and subsequent crystallization of the protosulfide segregations, focusing on the nature of PGE-rich horizons. It is shown that average sulfide compositions in the rocks are divided to two groups: highly depleted in PGE-Cu-Te and enriched in these elements. Such contrast division is consistent with the diversity of Mss- and Iss-solutions, observed as sulfide assemblages. Using the COMAGMAT-5 model, it is established that the modeled composition of a



primitive immiscible sulfide liquid is close to the Cu-PGE-depleted Fe-Ni-rich sulfides, being intermediate between Mss- and Iss-like varieties. This evidence insignificant fractionation at precipitation of the immiscible sulfides and a contrast partitioning during their subsequent evolution. Such relationships allow for consideration of Cu-PGE rich sulfides from platinum-metal horizons as products of crystallization of the protosulfide liquid, originated during solidification of the Dovyren cumulates. Thus, the problem of the formation of the PGE-reefs is reduced to specification of physical mechanisms and characteristics of the cumulate environment in which partitioning/accumulation of the Mss- and Iss-fraction is possible.

\*\*\*\*

### **ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ, ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ И ОСТЫВАНИЯ ИНТРУЗИВОВ НОРИЛЬСКО- ГО КОМПЛЕКСА ПО ДАННЫМ ГЕОТЕРМОМЕТРИИ ПИРОКСЕНОВ**

А.М. Асавин, Н.А. Криволицкая

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва,  
Россия, aalex06@inbox.ru

Вопросы внутрикамерной дифференциации, формирования магматической расслоенности, тесно связаны с термическими моделями кристаллизации расплавов и режимом потерь тепла внутри интрузивной камеры. Этот вопрос достаточно важен, и для построения моделей формирования залежей сульфидных Cu-Ni руд. Существуют разные точки зрения на скорость остывания интрузивов Сибирской трапповой провинции (Зильберштейн и др., 2010; Радько, 2016; Малич и др., 2018; Floess et al., 2019). Численные модели А.А. Арискина с соавторами (Арискин и др., 2009) описывают внутрикамерную дифференциацию исходя из теоретических представлений о фазовых равновесиях в основных расплавах и модели относительных перемещений кристаллов разных минеральных фаз в расплаве внутри магматической камеры. Однако эти модели рассматривают этап формирования интрузий только на стадии достаточно большого объема расплава в камере, когда движения кристаллов происходит свободно, согласно разности плотностей кристаллов и расплава и гидродинамике движения жидкости в соответствии с изменением ее вязкости, градиенту температур между кровлей и подошвой магматической камеры. Вместе с тем достаточно интересно оценить поведение системы кристаллы-расплав на этапе значительной кристаллизации расплава, когда реализуются взаимодействия интерстициальной жидкости и кумулюсных минеральных фракций.

До сих пор количественные оценки температурного режима остывания базировались только на теоретических представлениях о теплоотдаче остывавшего интрузива и исходных температурах внедряющихся исходных магм. Обе группы этих параметров относятся к достаточно гипотетичным условиям авторских моделей и несомненно хотелось бы иметь более надежные источники оценки этих параметров.

С этой точки зрения мы попытались оценить в вертикальном разрезе интрузии, с помощью монопироксенового геотермометра (Dal Negro et al., 1982; Dal Negro et al., 1986; Yavuz, 2013; Alvaro et al., 2012), интервал температур кристаллизации пироксена от ранних кристаллов до окончания кристаллизации (на стадии перераспределения компонентов с интерстициальным расплавом). Другими словами мы рассчитали интервал температур кристаллизации пироксена (от раннемагматического до позднемагматического) для каждого гипсометрического уровня интрузивной камеры.

С этой целью мы выбрали ряд рудоносных интрузивов Норильского комплекса: Хаерлах, Большой Барьерный, Южно Масловский где скважины вскрывают весь вертикальный разрез интрузий. Все интрузии относятся к субпластовому типу имеют примерно одинаковы петрографический и минеральный состав. Пироксен встречается как в виде крупных идиоморфных кристаллов так и в виде ксеноморфных зерен между крупными оливиновыми кристаллами. Относительная мощность разрезов интрузий 100-300м.

Расчеты выявили по крайней мере два типа интрузий с разным распределением температур по разрезу. В Масловская интрузии (около 300 м разрез) наблюдается сильный градиент (около 150 градусов) температур ранних пироксенов по разрезу интрузии. Резкие изменение на верхнем и нижнем контактах и плавное уменьшение температур сверху вниз. Тренд интерстициальных пироксенов практически полностью повторяет тренд высокотемпературных идиоморфных разностей. Наименьшие температуры характерны для нижних частей интрузии, а пироксены верхнего контакта характеризуются примерно температурой перекристаллизации. на 100-150 градусов выше. Напротив для Массива Хаерлах (около 200 м мощность) характерно отсутствие заметных градиентов. По разрезу интрузии температуры равновесия идиоморфных ранних клинопироксенов распределена равномерно, можно только отметить понижение температур равновесия для низкотемпературных пироксенов в нижних частях разреза.

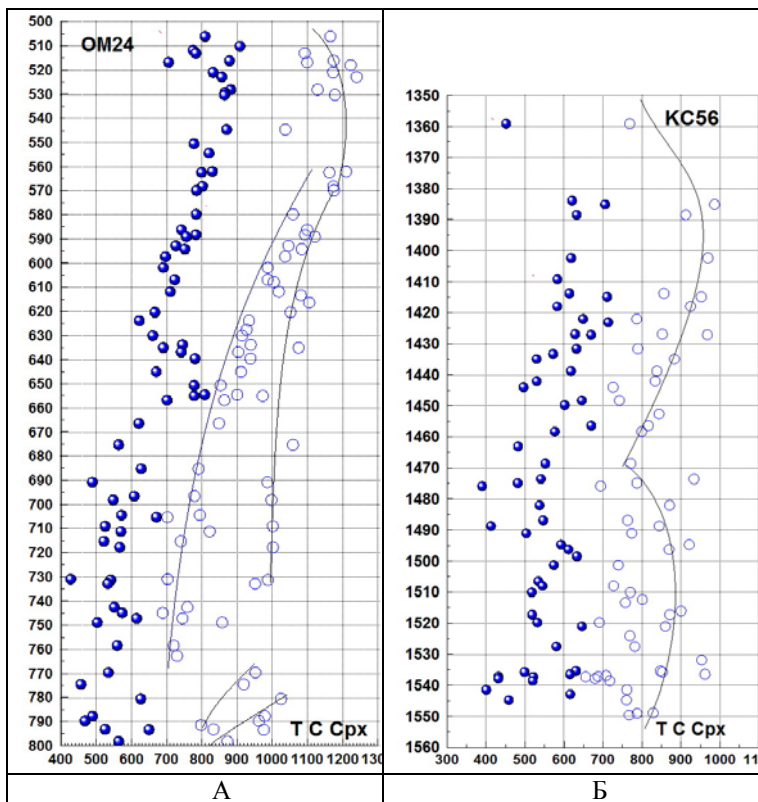


Рис. 1. Рассчитанные температуры (в град. С) кристаллизации пироксена в разрезе интрузий (глубина по разрезу скважины в м) А – Масловская интрузия (скважина OM24), Б – Хаерлах (скважина KC56).

Залитые точки – минимальные температуры ксеноморфного пироксена, не залитые точки – идиоморфные кристаллы раннего пироксена.

Достаточно широкий интервал температур в на каждом гипсометрическом уровне интрузива предполагает постепенное остывание рассмотренных субпластовых интрузий. Обращает на себя внимание разрыв по температурам между ранне и поздне магматическими пироксенами. В верхних частях интрузии (особенно Масловской) разрыв между температурами кристаллизации раннего и позднего пироксенов значительный. В середине и внизу разрыв практически отсутствует и отпечены пироксены всей линейки ликвидцсных температур. Причина этого явления нуждается в более детальном рассмотрении, однако в качестве предварительной гипотезы можно

предположить, что ширина этого разрыва связана со степенью закристаллизации интрузива. В начальный момент времени, когда жидкость в камере преобладает, ранние кристаллы могут достаточно свободно перемешаться по объему интрузии и соответственно сдвигаться по вертикали от своих исходных центров кристаллизации. Позднее, когда такая возможность, вследствие понижения количества остаточного расплава в камере и увеличения его вязкости исчезает, кристаллы первичных магматических ассоциаций остаются на месте и сблюдаются с пироксеновыми зернами кристаллизующимися с последовательным снижением ликвидусных температур. С точки зрения этой гипотезы интересно обсудить наличие двух трендов в Масловской интрузии для ранних идиоморфных кристаллов пироксена (рис. 1А). Видимо причиной двух трендов будет существование двух этапов кристаллизации ранних пироксенов. Более низкотемпературный тренд это основной этап. А более короткий низкотемпературный тренд связан с возможным участием конвекционных потоков.

Полученные данные говорят об ограниченном проявлении перемещения ранних кристаллов в камере по вертикали и следовательно отсутствию процессов конвекций в пластовых интрузиях при заданной мощности интрузии в несколько сот метров. Еще одним неожиданным следствием проведенных расчетов оказался вывод о том, что наиболее дифференцированные порции расплава приурочены к нижним разреза.

*Работа выполнена с поддержкой гранта РФФИ 18-05-70094.*

Арискин А. А., Э. Г. Конников, Л. В. Данюшевский, Е. В. Кислов, Г. С. Николаев, Д. А. Орсов, Г. С. Бармина, К. А. Бычков Довыренский интрузивный комплекс: проблемы петрологии и сульфидно-никелевой минерализации // Геохимия. 2009. № 5. С.451–480.

Зильберштейн А. Х., В. С. Семенов, Глебовицкий В.А., Деч В.Н., Семенов С. В. Температура в магматической камере при кристаллизации магмы // Вестник Санкт-Петербургского Университета. 2010. Сер.7. Вып.1.С. 3-15

Малич К.Н., И.Ю. Баданина, Туганова Е.В. Рудоносные ультрамафит-мафитовые интрузивы Полярной Сибири: возраст, условия образования, критерии прогноза // Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. 287 с.

Радько В. А. Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района // СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016, 226 с.

Alvaro, M., Domeneghetti, M.C., Fioretti, A.M., Cámara, F., Marinangeli, L. A new calibration to determine the closure temperatures of Fe-Mg ordering in augite from naxhlites // *Meteor. Planet. Sci.* 2015. Vol. 50(3). P. 499-507.

Dal Negro A., Carbonin S., Molin G.M., Cundari A., Piccirillo E.M. Intracrystalline cation distribution in natural clinopyroxenes of tholeiitic, transitional, and alkaline basaltic rocks // In *Advances in physical geochemistry* Springer, New York, NY. 1982. P. 117-150

Dal Negro A., Cundari A., Piccirillo E.M., Molin G.M., Uliana D. Distinctive crystal chemistry and site configuration of the clinopyroxene from alkali basaltic rocks // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1986. Vol. 92(1). P. 35-43.

Floess, D., Caricchi, L., Simpson, G., & Wallis, S. R. Melt segregation and the architecture of magmatic reservoirs: insights from the Muroto sill (Japan) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2019. Vol. 174(4). P.27.

Yavuz, F. WinPyrox: A Windows program for pyroxene calculation classification and thermobarometry. // *Am. Mineral.* 2013. V.98 (7). P. 1338-1359.

#### **THE INTERNAL STRUCTURE, TEMPERATURE OF CRYSTALLIZATION AND COOLING OF THE INTRUSIONS OF THE NORILSK COMPLEX TO GEOTHERMOMETRY PYROXENE**

A.M. Asavin, N.A. Krivolutskaya

Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry V. I. Vernadsky RAS, Moscow, Russia,  
aalex06@inbox.ru

The data obtained indicate a limited vertical movement of the early crystals in the chamber and hence the absence of convection processes in reservoir intrusions at a given intrusion power of several hundred meters. As a result of model calculations, it was found that the most differentiated portions of the melt are confined to the lower section.

\*\*\*

## АЙЛИКИТЫ БЕЛОЗИМИНСКОГО ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО КАРБОНАТИТОВОГО МАССИВА

И.В. Ащепков<sup>1</sup>, С.М.Жмодик<sup>1,2</sup>, Д.К. Белянин<sup>1,2</sup>, О.Н. Киселева<sup>1</sup>,  
Карманов Н.С.<sup>1</sup>, Медведев Н.С.<sup>3</sup>, Травин А.В.<sup>1,2</sup>, Юдин Д.С.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск Россия,  
igora57@mail.ru

<sup>2</sup>Новосибирский Государственный Университет

<sup>3</sup>Институт неорганической химии им.А.В.Николаева СО РАН, Новосибирск Россия

Белозиминский массив ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (БМК) (Гинзбург и др., 1972; Пожарицкая, Самойлов, 1972; Андреева и др., 2004; Doroshkevich et al., 2016; 2017) - источник Та, Nb, REE, Р и рудных компонентов, включая: Th, U. БМК расположен в пределах Урикско-Ийского грабена, связанной с Ангаро-Таймырской рифтовой структурой, образовавшейся после распада Родинии.

Массив полифазный и сложен: ийолит–мельтейгитовой и существенно карбонатитовой серией. Ультраосновные породы с ксенокристами флогопита, пироксенов, амфиболов, оливина распространены в виде даек и штоков и формируют серии от карбонатизированных пикритов, мелилититов до альнеитов. По вариациям SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub> они близки к айликитам (Tappe et al., 2003). Трубка Южная (Mg<sup>7</sup>~14) (обр.799-1) расположена в 15 км Ю-3 от БМК и представляет собой неск айликитов, с ксеногенными Cr-диопсидом и ксенолитами Sr-дунитов (Чернышева и др., 2000). Дайки близ устья р. Черная Зима содержат ксенокристы авгита, амфибола, хромита и слюд. Большое количество айликитовых тел, разбуренных в пределах массива, обнаруживают широкие вариации составов.

Минералы проанализированы на микрозонде CamebaxMicro и изучены на электронном микроскопе TESCAN MIRA3 LMU INCA Energy 450; валовый состав пород определен РФА; состав редких элементов в породах проанализирован в стеклах, для РФА, методом ЛА-ИСП-МС, а также ИСП-МС с разложением (Николаева и др., 2016), TRE в минералах определены методом LA ICP MS в ИНХ СО РАН на масспектрометре aniCAP Q (Thermo Scientific) с лазерной приставкой WR 213 (New Wave Research), Nd YAG: UV 133. Возраст пород измерен <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar методом на масс-спектрометре Noble Gas 5400 в «ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН».

Возраст. Согласно Ar-Ar данным возраст трубки Южная (Travin et al., 2002) и дайки равен 666-645 млн лет, который близок возрасту карбонатитов БМК – 640-645 млн лет, датированных Ar-Ar методом

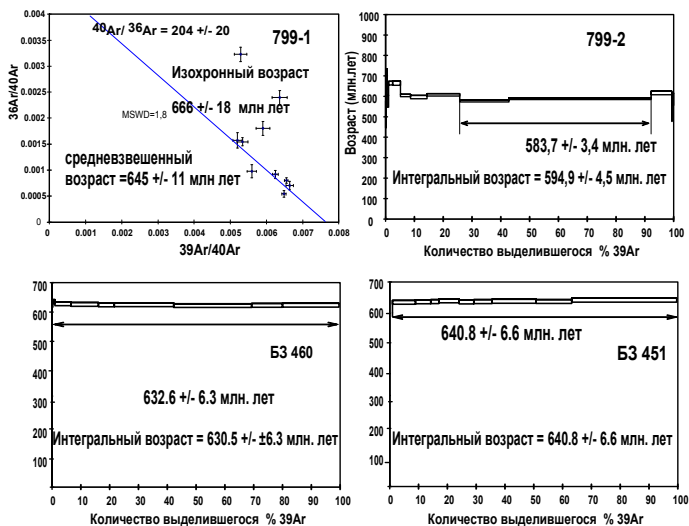


Рис.1.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраст флогопитов из айлицитов (аналитики Травин А.В., Юдин Д.С.). Образцы 799-1 (айлицит трубка Южная) и 799-2 (дайка карбонатизированных айлицитов) вне БМК; Б3-460 и Б3-451 – айлициты из БМК.

(Doroshkevich et al., 2016; 2017). Магнезиальные айлициты БМК дали близкий возраст  $632,6 \pm 6,3 - 640,8 \pm 6,6$  млн лет (рис. 1).

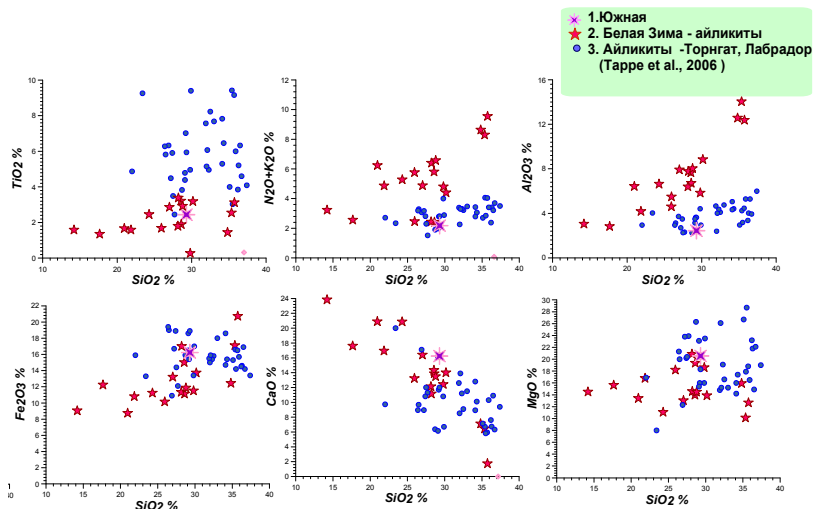


Рис 2. Вариации валового состава пород айлицитовой серии БМК

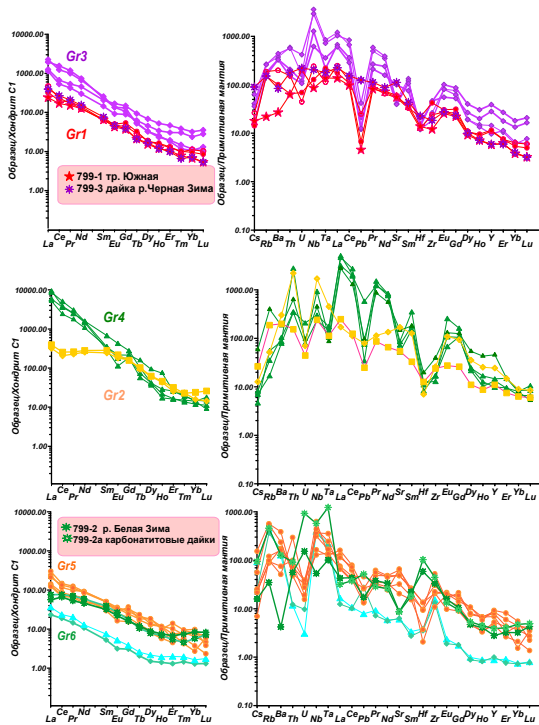


Рис 3. Распределения TRE валового составов пород айликитовой серии БМК

Породы тр. Южная содержат обильные ксенокристы оливина ( $Fe\#Ol=11-14\%$ ), нередко в сростках и Cr-шпинелями ( $20-32\% Cr_2O_3$ ), Cr-диопсиды обильные флогопиты. амфиболов клинопироксенов. Айликиды БМК содержат те же минералы часто с более Fe# карбонаты, много Ti-магнетита (с Ta и Nb), танталониобаты, перовскит, Sr-REE апатит, циркон, сульфиды и более редкие минералы. близкие к тем, которые определены в карбонатитах БМК (Doroshkevich et al., 2017).

Валовый состав по содержанию  $SiO_2$  близок к ийолитам ( $40\% SiO_2$ ) карбонатизированным айликитам ( $10\% SiO_2$ ), Вариации соответствуют айликитам g-п-ова Лабрадор (Tappe et al., 2006, 2007) и других местонахождений, хотя содержания щелочей и  $Al_2O_3$  в породах БМК несколько выше (рис. 2).



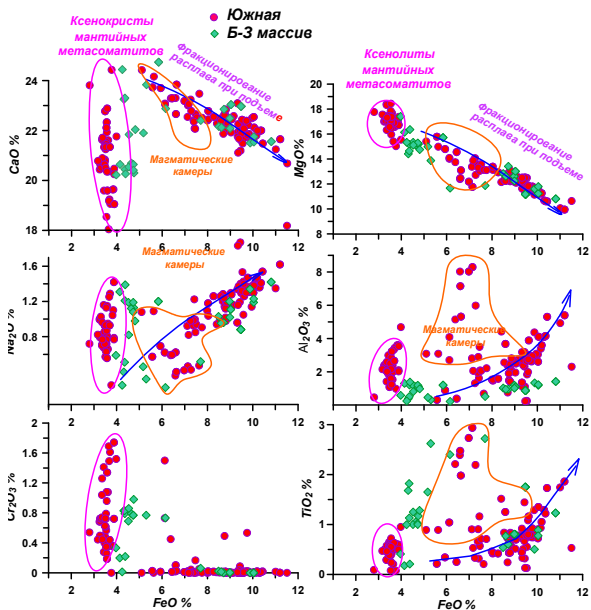


Рис 4. Вариационная диаграмма для клинопироксенов из трубки Южная и айликитов БМК.

Спайдер-диаграммы для пород БМК более фракционированы и обогащены REE и TRE, чем для айликитов Лабрадора. По содержаниям и соотношениям Th-U-K айликиты БМК разделены на 6 групп.

Спектры распределения REE айликитов наклонные, с вариациями в очень широких пределах  $La/Yb_n = 10 - 900$  и  $La_n$  - на уровне 400-800 относительно примитивной мантии (ПМ), что свидетельствует о их формировании в пределах гранатовой фации мантии (рис.4). Выделяются 6 групп. В 1-ю входят наиболее примитивные спектры айликитов отвечающие 1% ПМ). у айликита трубки Южная 2. REE имеет аркообразную форму, LREE ( $La/Nd_n$  - от 1,23 до 1,84) и  $La/Lu_n$  (от 13,7 до 20,1) пики Nd, Th типичные для карбонатитов. 3. Карбонатитовые спектры  $La_n$  (от 2090 до 2530), при  $La/Yb_n - 30 - 45$ , а HFSE - понижены  $Ta \gg Nb$ ;  $Zr \gg Hf$ , при высоком Th. 4. Максимальные LREE,  $La/Lu_n$  от 500 -1000, пики Th и Nb, 5. К  $La_n$  -т 500 - 1000 с фракционированные HFSE, Высокие Nb и Ba, Th, U. 6. Обогащенные флогопитом породы низкими REE ( $La -30/C1$ ) уплощенными спектрами, обогащение Rb, Cs, Zr, Na, Nb, трог Th-U.

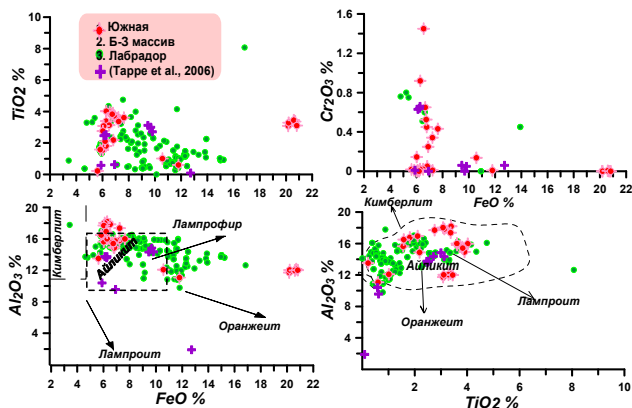


Рис 5. Вариационная диаграмма для флогопитов из трубки Южная и айликитов БМК

Состав минералов из айликитов БМК и тел за его пределами различаются (рис. 5-6). В пределах массива минералы в целом более железисты.

Клинопироксены из трубки Южная делятся на 3 группы. 1. Тренд фракционирования от 5 до 12% FeO, с ростом Fe, Ti, Al, Na. 2- Cr-диопсиды (Fe~ 3-4 %, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,2%-2% %), Na<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. 3. резко

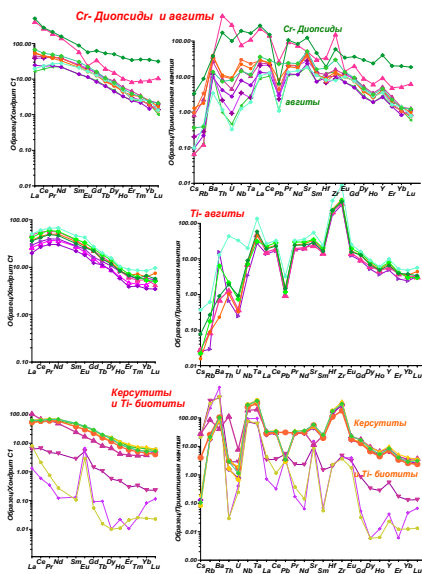


Рис 6. Спектры распределения REE и спайдер-диаграммы минералов айликитов.

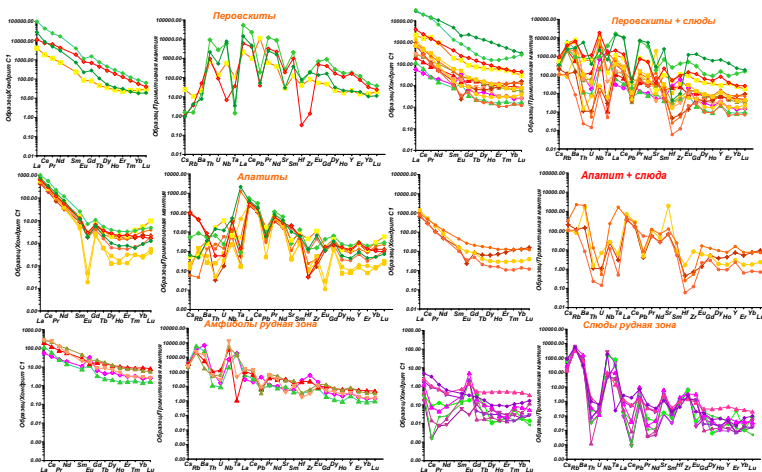


Рис. 7. Спектры REE и спайдер-диаграммы минералов из айликов БКМ варьирующие  $TiO_2$  и  $Al_2O_3$  и низкие  $Na_2O$ , до фассаитов, (рис.4). Флогопиты попадают в поле айликов (Tarpe et al, 2006) (рис. 5)

Спектры редких элементов минералов айликов трубки Южная типичны для пород кимберлит - лампроитового типа (рис. 6). Гораздо выше содержания в минералах из БМК (рис.7). В карбонатизированных айликах есть перовскиты, апатиты, цирконы. Для перовскитов типичен очень высокий уровень редких и редкоземельных

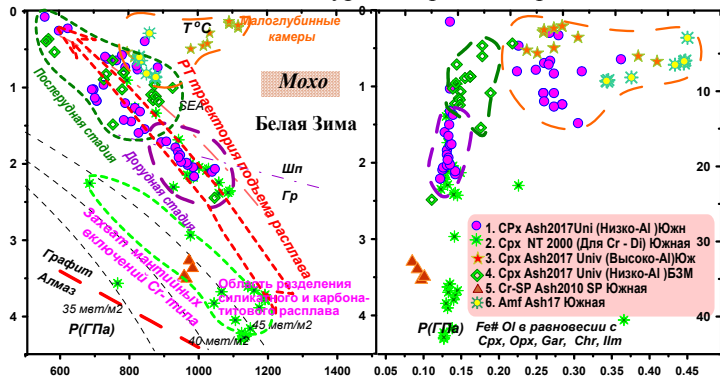


Рис. 8. РТ условия для ксенокристов айликов БМК, определенные по данным мономинеральной термобарометрии для Cr – диопсидов ( $P-T^{\circ}C$  (Nimis Taylor, 2000) и других пироксенов (Ashchepkov et al., 2017); для амфиболов (Ashchepkov et al., 2017) и для хромитов  $T^{\circ}C$  (O'Neil, Wall, 1989) -  $P(ГПа)$  (Ashchepkov et al., 2010).

элементов. до 10000/C1, типичны минимумы HFSE, (исключение Nb), а также LILE. Апатиты имеют спектры с высокими LREE, вогнутой HMREE и Eu минимумами. Некоторые апатиты обеднены HFSE, также характерны пониженные Th, U, и LILE, при очень высоком Ta.

По данным мономинеральной термобарометрии (Ashchepkov et al., 2010) Cr диопсиды ложатся на геотерму ( $45 \text{ мВт/м}^2$ ) в интервале 4-2 ГПа, а ксенокристы низкоглиноземистых клинопироксенов (Ashchepkov et al., 2017a) дают PT траекторию Ю-В Австралии (SEA), начиная с 2.4 ГПа (рис.8). Область сгущения вблизи Мохо соответствует промежуточным камерам. Выше существовали магматические камеры или расслоенные интрузивы, где осаждался Al-авгит высокотемпературного типа (до  $1170^\circ\text{C}$ ).

Генезис карбонатитового массива и материнских магм (Андреева и др., 2007; Doroshkevich, et al., 2016) дискутируется. Примитивные айликитовые (или мелилитовые) магмы изначально были силикатно-карбонатитовыми. Вкрапленники оливина и пироксенов (11-14%) соответствуют метасоматитам. Плюмовые расплавы взаимодействовали с карбонатизированной мантией на окраине континента и являлись причиной карбонатитового магматизма. Полученный возраст широко проявлен среди магматических комплексов окраин и рифтовых систем Сибири (Кузьмин, Ярмолюк, 2016) и кратона Суперитор (Tappe et al., 2017). Источник рудного вещества, вероятно, субдукционный для Ba, Sr, Pb полиметаллов, Au, Ag такие источники метасоматоза общеизвестны. Метасоматиты рекометального типа Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, Th, U предполагают рециклинг континентальных осадков. По петрохимическим данным пикриты Томторского массива также соответствуют айликитам.

*Поддержано грантами РФФИ 19-05-00778 и РФФ 18-17-00120. Работа выполнена по плану НИР ИГМ СО РАН.*

Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М: Наука, 1972. с. 267.

Чернышева Е.А., Белозерова О.Ю. Состав глубинных ксенолитов из мелилититов и некоторые особенности эволюции первичного щелочного расплава в Нижнесаянском карбонатитовом комплексе // Геохимия. 2000. N 7. С. 785-789

Ashchepkov I.V., Ntaflou T., Logvinova A.M., Spetsius Z.V., Vladykin N.V. Monomineral universal clinopyroxene and garnet barometers for peridotitic, eclogitic and basaltic systems // Geoscience Frontiers. 2017. Vol. 8. N 4. P. 775-795.

Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Izbrodin I.A., Ripp G.S., Khromova E.A., Posokhov V.F., Travin A.V., Vladykin N.V. Stable isotope composition of minerals in the Belaya Zima plutonic complex, Russia: Implications for the sources of the parental magma and metasomatizing fluids // *J. Asian Earth Sci.* 2016. Vol. 116. P. 81–96.

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

### **AILIKITS OF THE BELOZIMINSKY ALKALINE-ULTRABASIC CARBONATITE MASSIF**

I.V. Aschepkov<sup>1</sup>, S.M. Zhmodik<sup>1,2</sup>, D.K. Belyanin<sup>1,2</sup>, O.N. Kiseleva<sup>1</sup>,  
N.S. Karmanov<sup>1</sup>, N.S. Medvedev<sup>3</sup>, A.V. Travin<sup>1,2</sup>, D.S. Udin<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geology and Mineralogy of V.S.Sobolev SB RAS, Novosibirsk, Russia,  
igora57@mail.ru

<sup>2</sup>Novosibirsk State University

<sup>3</sup>Institute of Inorganic Chemistry named after A.V.Nikolaev SB RAS, Novosibirsk, Russia

Primitive ailikitic (or melilitic) magma was initially silicate-carbonatite. Plume melts interacted with the carbonated mantle on the edge of the continent and were the cause of carbonatite magmatism. The obtained age is widely manifested among magmatic complexes of the outskirts and rift systems of Siberia. According to petrochemical data picrites of the Tomtor massif also corresponds to ailikites.

\*\*\*

### **ПАЛЕОЗОЙСКИЕ РАССЛОЕННЫЕ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ МАССИВЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ: ПЕТРОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ**

Р.А. Бадмацыренова, Д.А. Орсоев

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, brose@ginst.ru

Палеозойские расслоенные ультрабазит-базитовые массивы Забайкалья описываются в составе разнообразных габброидных комплексов: моностойского, атарханского, икатского и др. и объединяются в единую габброидную (Гордиенко и др., 1978) или габбро-анортозитовую (Грудинин, 1979) формацию. К моностойскому комплексу относятся Арсентьевский, Оронгойский, Зуйский и, возможно, Иройский габбро-сиенитовые массивы, расположенные в хребте Моностой (предгорья хр. Хамар-Дабан юго-западнее г. Улан-Удэ). Арсентьевский габбро-сиенитовый массив расположен на юго-восточном склоне хребта в его центральной части, в 4-5 км к западу и северо-западу от сел Арсентьевка и Сутой, расположенных на левом

берегу р. Селенги (Бадмацыренова, Бадмацыренов, 2011). Согласно результатам U-Pb датирования цирконов возраст массива составляет  $273 \pm 2$  млн лет (Бадмацыренова и др., 2011) В плане он имеет овальную форму, слегка удлинённую в меридиональном направлении, и занимает площадь около 20 кв. км. Сложен массив породами габброидной и сиенитовой серий. Габброиды слагают его южную часть, а сиениты – северную. Породы первой серии образуют ряд от ультрамафических разновидностей (пироксенитов, перидотитов) до анортозитов, которые участвуют в концентрически зональном строении интрузива. Центральная часть его занята анортозитами, окаймлёнными лейкократовыми габбро и трахитоидными оливиновыми габброидами. Судя по магнитометрической съёмке, интрузив продолжается в юго-западном направлении еще на несколько сотен метров. В целом габброидная часть интрузива в разрезе имеет, по-видимому, форму пологой асимметричной воронки с центром, несколько смещённым к югу. Сиениты относятся к более поздним образованиям. В пределах массива широко развиты жилы гранитных пегматитов и габбро-пегматитов, дайки кислых и средних пород.

Петрографические разновидности основных пород Арсентьевского массива, несущие повышенные концентрации титаномагнетита, ильменита, магнетита и, в некоторых случаях, апатита, рассматриваются как комплексные железотитановые и фосфор-железотитановая руды. Они различаются между собой как по условиям локализации, так и по минеральному и химическому составу. С учетом этих признаков нами выделены два типа руд: син- и эпигенетические. По количественному соотношению рудных и силикатных минералов сингенетические представлены вкрапленными и густовкрапленными рудами. По минеральному составу они делятся на титаномагнетит-ильменитовые и апатит-титаномагнетит-ильменитовые. В последних содержание апатита доходит до 10-15 об.%, но они, по сравнению с первыми, имеют подчиненное значение. Главные рудные минералы представлены магнетитом и ильменитом. Ряд признаков указывает на более позднюю кристаллизацию оксидно-рудных минералов по сравнению с силикатами и обогащенность летучими компонентами оксидного расплава, в частности фосфором и фтором (Кислов и др., 2009; Бадмацыренова, 2017).

Оронгойский оливинит-габбро-сиенитовый массив относится к первой фазе бичурского комплекса ( $278.8 \pm 7$  млн лет) (Бадмацыренова и др., 2011), расположен в хребте Моностой предгорья хр. Хамар-Дабан, юго-западнее г. Улан-Удэ. Массив занимает площадь около 20 кв. км, имеет овальную, слегка вытянутую в широтном направле-

нии форму. Вся средняя часть его сложена анортозитами, в которых встречаются ксенолиты лейкогаббро. Анортозиты в виде полосы переменной мощности (от 1 до 2 км) прослеживаются в субширотном направлении, на их долю приходится около 70 % площади интрузива. В северной части массива наблюдаются щелочные роговообманковые габбро. В южном направлении эти породы сменяются зоной мелкозернистых пироксен-керсутитовых габбро. Западная часть массива и полоса между анортозитами и зоной пироксен-керсутитовых габбро сложена трахитоидными лейкогаббро. Оливиновые габбро отмечены только в юго-восточной части массива, где образуют неправильной формы участок с нечеткими контурами среди трахитоидных мезо- и лейкогаббро. Ультраосновные породы (серпентинизированные оливиниты) в виде нескольких мелких (до 150 м в поперечнике) округлых тел закартированы в восточной части массива среди анортозитов и трахитоидных лейкогаббро. Контакты ультрабазитов с вмещающими породами очень четкие и нередко тектонизированы. Ближе к северной периферии массива габброиды прорываются щелочными сиенитами, в которых встречаются ксенолиты габбро. Оронгойский массив богат дайками и жилами пород кислого состава. С запада и востока породы массива перекрыты четвертичными отложениями. С юга габброиды контактируют с гранито-гнейсами и гнейсами протерозоя. Все разновидности габброидов в том или ином количестве содержат вкрапленность и гнезда титаномагнетита и ильменита. Отмечены линзовидные тела густовкрапленных и небольшие по мощности жилы сплошных руд среди роговообманково-пироксеновых габбро.

В составе атарханского комплекса нами изучены Атарханский и Хаильский массивы. Атарханский перидотит-габбровый массив располагается на левобережье одноименной реки, правого притока р. Абаги. Массив образует интрузивное тело довольно сложной конфигурации, разделенное блоком осадочно-метаморфических пород мылдылгенской свиты нижнего кембрия на две части – восточную и западную. Восточная, меньшая по площади (около 0,3 км<sup>2</sup>), представляет собой почти треугольный блок габброидов, отделенных зонами разрывных нарушений с севера – от карбонатных пород, с запада – от сланцев мылдылгейской свиты и с юга, прорванных гранитоидами раннего палеозоя. Западная часть интрузии (2,5 км<sup>2</sup>) имеет в плане овальную форму, вытянутую в северо-восточном направлении согласно с вмещающими кварц-биотитовыми сланцами, кварцитами, метаморфизованными песчанистыми известняками и мраморами мылдылгейской свиты нижнего кембрия. Северо-западный и юго-восточный контакты массива осложнены разрывными нарушениями.

С севера он прорывается субвулканической интрузией гранит-порфиров гуджирского комплекса мезозоя. Габброиды нередко включают ксенолиты вмещающей сланцево-карбонатной толщи, ориентированные в северо-восточном направлении. Атарханский массив представлен в основном амфиболизированными габбро и габбро-норитами. Количественно подчинены им неизменные габбро-нориты, нориты, оливиновые и рудные габбро; крайне редко встречаются небольшие по площади обособления серпентинизированных амфиболизированных плагиоперидотитов. Габброиды Атарханского массива прорывают карбонатные и терригенные породы мылдылгенской свиты нижнего кембрия. В эндоконтактной зоне с карбонатной толщей основные породы приобретают атакситовую текстуру и лейкократовый облик. Здесь иногда наблюдаются шпирь и линзы грубозернистых габбро-анортозитов. В экзоконтакте вмещающие образования превращаются в пироксен-плагиоклазовые и амфибол-плагиоклазовые роговики или скарнированы. С другой стороны, габброиды прорываются гранитами раннего палеозоя. Особое место среди образований, связанных, с одной стороны, с массивом габброидов, а с другой, - с витимканскими гранитами, занимают биотит-гиперстеновые диориты и кварцевые диориты. Они чаще всего встречаются в виде ксенолитов неправильной формы в гранитах, а также отмечены в восточном блоке на контакте амфиболизированных габброидов с витимканской интрузией. В последнем случае амфиболизированные габбро и габбро-нориты постепенно сменяются пироксеновыми диоритами, затем кварцевыми диоритами и переходят в гранодиориты.

Хаильский габбро-анортозитовый массив имеет в плане довольно сложные очертания и расчленен на две неравные части интрузией. Намечается общая вытянутость массива в субмеридиональном направлении. Площадь выходов его составляет  $\sim 12 \text{ км}^2$ . Центральная часть плутона сложена оливиновыми и безоливиновыми габбро, варьирующими от лейкократовых до меланократовых пород, приближающихся по составу к троктолитам. В небольших количествах встречаются габбро-нориты и анортозиты, а в отдельных маломощных горизонтах и линзах – обогащенное титаномagnetитом рудное габбро. Судя по резко меняющейся ориентировке полосчатости и трахитоидности в габбро, участки, расположенные в правом и левых бортах р. Хаил, представляют собой разные блоки центральной части массива. В периферической зоне массива отмечаются амфиболизированные габбро и диориты иногда с повышенным содержанием апатита. Макроскопически это темно-серые среднезернистые (иногда мелкозернистые) массивные породы, в составе которых различаются



пироксен и преобладающий над ним плагиоглаз. В некоторых случаях наравне с пироксеном присутствует амфибол. По содержанию темноцветов диориты варьируют от мезократовых до меланократовых разностей. Лейкократовые габбро слагают преимущественно центральную часть массива. Мелкозернистые амфибол-биотитовые сланцы на контакте с габбро пронизаны прожилками диорит-аплита, а непосредственно у контакта заметно перекристаллизованы: увеличивается размерность зерен, появляются плагиоклаз-эпидотовые агрегаты. Эндоконтактные изменения габбро выразились в появлении мелкочешуйчатого биотита (по пироксену) и редких зерен эпидота. Вблизи контакта габбро содержит мелкие ксенолиты кристаллосланцев. Рудами являются бедная вкрапленность титаномагнетита и ильменита в габбро. Кроме бедновкрапленных руд, встречаются мало-мощные (в несколько сантиметров) прослои богатых руд.

На классификационной диаграмме TAS все изученные породы отвечают субщелочному ряду и по составу варьируют от перидотитов, габброидов до сиенитов, охватывая интервал  $\text{SiO}_2$  от 35 до 53 %, что свидетельствует о значительной степени дифференцированности родоначального расплава в процессе внутрикамерной кристаллизации. Кроме того, в габброидах рассматриваемого массива наблюдается широкий диапазон колебаний содержаний  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (9-32 мас. %), что обусловлено фракционированием плагиоклаза и моноклинного пироксена. Для пород монотойского комплекса характерны повышенная щелочность и титанистость, высокие содержания в породах  $\text{P}_2\text{O}_5$  (до 6.53 мас. %) по сравнению с породами атарханского комплекса. По концентрации и соотношению  $\text{TiO}_2$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  среди габброидов выделяются две группы. Первая – это породы с нечетко выраженной прямой корреляцией между этими компонентами, другая – характеризуется отсутствием такой зависимости при повышенных концентрациях  $\text{TiO}_2$  (2-4 мас. %) и очень низких содержаниях  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0.01-0.15 мас. %).

На мультиспектральном спектре, нормированном к примитивной мантии, породы в разной степени обогащены крупноионными литофильными элементами (Rb, Ba, Sr, K) и слабо деплетированы высокозарядными элементами (Zr, Ti), при этом ярко выражена отрицательная Nb-Ta и Hf аномалия и положительная - Pb. Субдукционные геохимические метки (обогащенность литофильными элементами, деплетированность высокозарядными элементами, отрицательные аномалии по Nb, Ta, Zr и Hf) в породах массива объясняются унаследованностью мантийного источника, а именно метасоматизированной литосферной мантии (положительные аномалии по Pb и Sr)

аккретированной Удино-Витимской островной дугой (513-534 млн. лет) с последующим воздействием мантийного плюма (275-280 млн. лет). Металлогения герцинского этапа обусловлена, главным образом, рифтогенными (внутриплитными) обстановками, о чем свидетельствуют повышенные концентрации Ba, Sr, и Zr. С этим этапом на территории Забайкалья связаны титано-магнетитовые месторождения и проявления (Арсентьевский, Оронгойский, Атарханский, Халинский).

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-45-030016 p\_a).*

Бадмацыренова Р.А. Генетическая природа апатит-титаномагнетитовых руд Арсентьевского месторождения по данным ЛА-ИСП-МС (Западное Забайкалье) // Металлогения древних и современных океанов. 2017. № 23. С. 107-110.

Бадмацыренова Р.А., Бадмацыренов М.В. Источники базитового магматизма Западного Забайкалья в позднем палеозое по геохимическим и изотопным данным // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 6. С. 807-818.

Бадмацыренова Р.А., Ларионов А.Н., Бадмацыренов М.В. Титаноносный Арсентьевский массив (Западное Забайкалье): новые SIMS U-Pb геохронологические данные // Изв. Сиб. отд. Секции наук о Земле РАН. 2011. № 1 (38). С. 132-138.

Гордиенко И.В., Андреев Г.В., Кузнецов А.Н. Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области. М.: Наука, 1978. 220 с.

Грудинин М.И. Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1979. 156 с.

Кислов Е.В., Гусев Ю.П., Орсоев Д.А., Бадмацыренова Р.А. Титаноносность Западного Забайкалья // Руды и металлы. 2009. № 4. С. 5-14.

## **PALEOZOIC LAYERED ULTRAMAFIC-MAFIC MASSIFS OF TRANS-BAIKALIA: PETROLOGY AND ORE POTENTIAL**

R.A. Badmatsyrenova, D.A. Orsoev

Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia, brose@ginst.ru

The studied massifs in western Transbaikalia are composed of pyroxenites, high-Ti subalkalic gabbro, gabbro-diorites, monzodiorites, anorthosites, and syenites. The Orongoi massif also includes small olivinite and plagioperidotite bodies. The gabbroids have high contents of Sr, Ba, Nb, Ta, Zr, and Hf, which is typical of intraplate basites. The REE pattern shows the rock enrichment in LREE.

\*\*\*\*

## **ОСТРОВОДУЖНЫЙ ПЛУТОНИЧЕСКИЙ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЙ МАССИВ В СОСТАВЕ ВЕЛЬМАЙСКОГО ТЕРРЕЙНА (ВОСТОЧНАЯ ЧУКОТКА)**

Б.А.Базылев<sup>1</sup>, Г.В.Леднева<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского, Москва, Россия, [bazylev@geokhi.ru](mailto:bazylev@geokhi.ru)

<sup>2</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия, [ledneva@ilran.ru](mailto:ledneva@ilran.ru)

Изучение геологической и геодинамической эволюции Чукотки сильно осложнено тем, что домеловые породы в этом регионе во многих местах перекрыты меловыми эффузивами Охотско-Чукотского вулcano-плутонического комплекса (ОЧВП). Тем не менее, в пределах Восточной Чукотки по немногочисленным эрозионным окнам в породах ОЧВП выделен Вельмайский террейн, в составе которого представлены как палеоокеанические вулканогенно-осадочные комплексы, так и вулканогенно-осадочные комплексы активных зон перехода континент-океан. Это позволило рассматривать Вельмайский террейн как южное обрамление Чукотского микроконтинента (Sokolov et al., 2009), хотя границы этого террейна пока дискуссионны. Плутонические ультрамафит-мафитовые массивы в пределах Вельмайского террейна, относимые к кымынейвеемскому плутоническому комплексу верхнего триаса, крайне немногочисленны и довольно разнородны. К настоящему времени исследованы офиолитовый комплекс бассейна р.Матачингай (Леднева и др., 2018) и пироксенит-габбровые массивы района оз. Иллирнейгытгын (Desta et al., 2015); их формирование связывается с надсубдукционным магматизмом.

Исследованный нами ультрамафит-мафитовый массив находится на северном склоне Анадырского хребта, в верховьях р. Милюткэйвеем, в бассейне руч. Луковый. Предшествующие исследования пород этого массива, опиравшиеся преимущественно на составы первичных минералов, позволили установить кумулятивную природу пород и предполагать их формирование в ходе надсубдукционного магматизма при несколько повышенном давлении (Базылев и др., 2012). Породы слагают тектонические блоки размером до 1 км, отделенные от позднетриасовых метатерригенных и метаосадочных пород кымынейвеемской толщи зонами меланжа мощностью в первые десятки метров. В пределах блоков от тектонического контакта наблюдается переход от метадунитов и метаверлитов к оливинроговообманковым клинопироксенитам и габброидам, в пироксенитах и габброидах отмечается полосчатость от сантиметрового до метрового масштаба. Простирание полосчатости пород субмеридио-

нальное, падение субвертикальное. Интенсивность метаморфической перекристаллизации пород резко увеличивается с приближением к тектоническому контакту.

Дуниты массива полностью серпентинизированы, отчасти карбонатизированы (магнезит) и рассланцованы и не содержат реликтов первичных минералов. Верлиты сильно метаморфизованы и сложены преимущественно вторичными метаморфическими минералами (оливин, хлорит, серпентин (антигорит и лизардит), феррит-хромит, магнетит, диопсид или тремолит). В верлитах сохранились единичные реликты первичных оливина и хромшпинелида. Оливиновые пироксениты, несмотря на сильный метаморфизм (преимущественно псевдоморфное развитие диопсида и тремолита по клинопироксену, тремолита по роговой обманке, тремолита, хлорита и антигорита по оливину, феррит-хромита по шпинелиду), сохранили первичную массивную текстуру и крупнозернистую гипидиоморфнозернистую структуру, а также реликты первичных оливинов, клинопироксенов, хромшпинелида и роговой обманки. Отмечены включения идиоморфных зерен оливина и роговой обманки в клинопироксене, оливина в роговой обманке и единичные включения клинопироксена в оливине. Первичный модальный минеральный состав пироксенитов, рассчитанный по валовым составам пород и составам первичных минералов, - оливин 31-47%, клинопироксен 45-65%, роговая обманка 4-8%. Наиболее свежие габброиды массива также, благодаря псевдоморфному характеру метаморфизма, сохранили первичную крупнозернистую гипидиоморфнозернистую структуру и реликты первичных клинопироксена, плагиоклаза и бурой роговой обманки, а также единичные зерна ильменита. Реликтов ортопироксена в габброидах не сохранилось, однако характерный габитус, строение и минеральный состав (хлорит, обрамленный актинолит-роговообманковыми амфиболами) псевдоморфоз по ксеноморфным зернам (0,5-5 мм), а также присутствие в них идиоморфных включений клинопироксена, плагиоклаза и первичной роговой обманки позволяют предполагать, что эти псевдоморфозы развивались по зернам первичного ортопироксена.

По соотношению магнезиальности клинопироксенов (Mg# 79-81) и составов плагиоклазов (An77-83) габброиды комплекса попадают в поля островодужных и преддуговых пород (Bloomer et al., 1995). Первичный модальный минеральный состав габброидов, рассчитанный по валовым составам пород и составам первичных минералов (при использовании вероятного состава ортопироксена, равновесного с клинопироксенами габброидов) - клинопироксен 5-14%,

плаггиоклаз 40-81%, роговая обманка 4-20%, ортопироксен 10-26%. Рассчитанные минеральные моды находятся в пределах содержаний, свойственных кумулятивным островодужным габброидам (Arculus, Wills, 1980).

Установленная последовательность кристаллизации минералов в породах массива (Ol, Spl – Crx, Hbl - Plag, Орх) нетипична для преддуговых и задуговых кумулятивных комплексов (Bloomer et al., 1995), но характерна для некоторых островодужных кумулятов. При экспериментальной кристаллизации высокомагнезиальных островодужных базальтов последовательность кристаллизации Ol, Spl – Crx – Hbl, Орх – Plag отмечена при давлении 7 кбар и умеренном-высоком содержании воды в исходном расплаве (2,3-4,5%) (Melekhova et al., 2015), при более низком давлении (5-6 кбар) и умеренном содержании воды можно ожидать последовательности кристаллизации Ol, Spl – Crx – Hbl – (Орх, Plag), соответствующей таковой для исследованного массива.

Величина равновесного давления, оцененная для габброидов по амфибол-плаггиоклазовому геобарометру (Molina et al., 2015) составляет 5,1-6,9 кбар ( $6,1 \pm 0,8$ ); оценки по мономинеральным амфиболовым геобарометрам менее определены (2,8-7,4 кбар). Оценки равновесных температур по амфиболовым, амфибол-плаггиоклазовому и клинопироксеновому геотермометрам находятся в интервале 840-1005°C. Величина фугитивности кислорода, рассчитанная по составам первичных оливина и хромшпинелида (Ballhaus et al., 1991) из метаверлита составляет QFM+1,9. Хотя ввиду отсутствия равновесного ортопироксена рассчитанная фугитивность кислорода является лишь максимальным значением, она, по-видимому, достаточно близка к реальной и при этом соответствует интервалу фугитивности кислорода, типичному для островодужных плутонических пород.

Для пироксенитов и габброидов массива произведены расчеты состава равновесного захваченного расплава (содержания в нем редких несовместимых элементов) по валовой геохимии пород, модальному минеральному составу пород и величинам коэффициентов распределения минерал-расплав по методике из работы (Bédard, 1994). При расчетах содержания захваченного расплава в пироксенитах принималось равным 1%, а в габброидах 2%. Рассчитанные составы расплавов, захваченных пироксенитами и габброидами, имеют похожие спектры содержаний несовместимых элементов, при этом содержания несовместимых элементов в расплавах, захваченных пироксенитами, систематически более низкие. Захваченные расплавы являются умеренно обогащенными – величина (La/Yb)<sub>N</sub> составляет

2-3 в расплавах, захваченных пироксенитами и 3-5 в расплавах, захваченных габброидами. В составах расплавов проявлены отрицательные аномалии Zr-Hf и Nb-Ta и положительные аномалии Sr, U, Ba, Rb. Характерно повышенное отношение Th/Nb. В расплавах, захваченных пироксенитами, европиевая аномалия не проявлена; в расплавах, захваченных габброидами, проявлена отрицательная европиевая аномалия. Эти геохимические черты определенно свидетельствуют об участии субдукционного компонента при выплавлении этих расплавов, при этом составы расплавов соответствуют составам примитивных островодужных базальтов.

Таким образом, кристаллизация пород исследованного ультрамафит-мафитового массива происходила в обстановке островодужного магматизма из примитивных островодужных базальтов с умеренным содержанием воды при давлении около 6 кбар.

*Работа выполнена в соответствии с планами научно-исследовательских работ ГЕОХИ РАН по теме 17 и ГИН РАН по теме 0135-2016-0022.*

Базылев Б.А., Леднева Г.В., Ишиватари А., Кузьмин Д.В. Петрология, геохимия и обстановка формирования ультрамафит-мафитового комплекса бассейна руч. Луковый, Вельмайский террейн, восточная Чукотка // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и их минерагения. Улан-Удэ: ИД «Экос», 2012. С. 20-22.

Леднева Г.В., Базылев Б.А., Моисеев А.В., Соколов С.Д., Ишиватари А., Кузьмин Д.В., Беляцкий Б.В. Офиолитовый комплекс р. Матачингай на Восточной Чукотке: Фрагмент литосферы мезозойского задугового бассейна // Геотектоника. 2018. № 4. С.54-76.

Arculus R.J., Wills K.J.A. The petrology of plutonic blocks and inclusions from the Lesser Antilles Island Arc // J. Petrol. 1980. Vol. 21. P.743–799.

Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: Implications for the oxidation state of the upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. Vol. 107. P. 27–40.

Bédard J.H. A procedure for calculating the equilibrium distribution of trace elements among the minerals of cumulate rocks, and the concentration of trace elements in the coexisting liquids // Chem. Geol. 1994. Vol. 118. P.143–153.

Bloomer S.H., Taylor B., MacLeod C.J., Stern R.J., Fryer P., Hawkins J.W., Johnson L. Early arc volcanism and the ophiolite problem: A perspective from drilling in the Western Pacific. In B. Taylor, J. Natland

eds. Active margins and marginal basins of the Western Pacific. AGU Geophysical Monograph. 1995. Vol. 88. P. 1-30.

Desta M.T., Ishiwatari A., Machi S., Arai S., Tamura A., Ledneva G.V., Sokolov S.D., Moiseev A.V., Bazylev B.A. Petrogenesis of Triassic gabbroic and basaltic rocks from Chukotka, NE Russia: Eastern end of the 'arc-type' Siberian LIP? // J. Mineral. Petrol. Sci. 2015. Vol.110. P. 249-275.

Melekhova E., Blundy J., Robertson R., Humphreys M.C.S. Experimental evidence for polybaric differentiation of primitive arc basalt beneath St. Vincent, Lesser Antilles // J. Petrol. 2015. Vol. 56. N 1. P. 161-192.

Molina J.F., Moreno J.A., Castro A., Rodriguez C., Fershtater G.B. Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning // Lithos. 2015. Vol. 232. P. 286-305.

Sokolov S.D., Bondarenko G. Ye., Layer P.W., Kravchenko-Berezhnoy I.R. South Anyui suture: tectono-stratigraphy, deformations, and principal tectonic events // Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 2009. V.4. P.201-221.

#### **ISLAND ARC PLUTONIC ULTRAMAFITE-MAFITE MASSIF COMPOSED VALIMISKOGU TERRANE (EASTERN CHUKOTKA)**

B.A. Bazylev<sup>1</sup>, G.V. Ledneva<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry named after V.I. Vernadsky, Moscow, Russia, bazylev@geokhi.ru

<sup>2</sup>Geological Institute RAS, Moscow, Russia, ledneva@ilran.ru

The primary modal mineral composition of pyroxenites and gabbroids of the ultramafite-mafic massif of the Lukovy Ruchei, the sequence of crystallization of minerals, the pressure at crystallization of rocks and compositions of the melts captured in them are established. Crystallization of rocks occurred from primitive basalt melts with moderate water content at a pressure of about 6 kbar in an island-arc setting.

\*\*\*

## ГЕОХИМИЯ И ВОЗРАСТ АМФИБОЛ-СОДЕРЖАЩИХ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ И ГАББРО ДЖИДИНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС)

В.А. Беляев<sup>1</sup>, М.А. Горнова<sup>1</sup>, А.А. Каримов<sup>1</sup>, А.Я. Медведев<sup>1</sup>, А.В. Иванов<sup>2</sup>,  
Е.И. Демонтерова<sup>2</sup>, О.Ю. Белозерова<sup>1</sup>, Н.В. Брянский<sup>1</sup>, Д. Энхбат<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия,  
belyaev\_vasya@mail.ru

<sup>2</sup>Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, aivanov@crust.irk.ru

<sup>3</sup>Институт палеонтологии и геологии МАН, Улан-Батор, Монголия, enkhbat\_geo@gmail.com

Офиолитовые комплексы представляют собой фрагменты литосферы палео-океанических бассейнов, формировавшиеся в различных геодинамических обстановках. Присутствие бонинитов в офиолитах, как правило, указывает на их образование во внутриокеанических островодужных системах. Кайнозойские бониниты присутствуют в двух типах современных надсубдукционных обстановок: 1) В преддуговой области Идзу-Бонин-Марианской дуги, где во время зарождения зоны субдукции в эоцене ассоциация преддуговых базальтов (подобных MORB) сменилась высоко-Са и низко-Са бонинитами, а затем типичными островодужными вулканитами толеитовой и известково-щелочной серии (Reagan et al., 2017); 2) в задуговом бассейне Лау конуса позднекайнозойских бонинитовых вулканов располагаются между задуговым спрединговым хребтом и дугой Тонга (Glancy, 2014).

Ассоциация бонинитов и известково-щелочных островодужных базальтов необычна и нечасто встречается в офиолитовых комплексах (Saccani, 2015). В Джидинском террейне Центрально-Азиатского складчатого пояса совместно присутствуют эти два типа пород, что может представлять интерес для петрологических и палеогеодинамических построений.

Джидинский террейн представляет собой палео-островодужную систему Палеоазиатского океана, в которой присутствуют фрагменты офиолитовых комплексов (Гордиенко и др., 2007). Основной объем геохронологических данных для Джидинского террейна получен на территории России. Цирконы из расслоенного габбро Бугуриктаяского надсубдукционного офиолитового массива имеют U-Pb возраст  $560 \pm 5$  млн. лет (Елбаев и др., 2018). Габбро и гранитоиды островодужного происхождения внедрялись 560-570 млн. лет назад (Гордиенко и др., 2015) и  $504 \pm 2$ ,  $506 \pm 1$  млн. лет назад (U-Pb, циркон) (Гордиенко и др., 2007). Накопление осадочных толщ Джидинского террейна происходило в интервале 510-570 млн. лет назад, по данным исследования возрастов детритовых цирконов (Резницкий и др.,



2018). Коллизионные гранитоиды внедрялись в интервале  $490 \pm 2 - 477 \pm 6$  млн. лет (Гордиенко и др., 2012).

В настоящем сообщении мы рассматриваем генезис известково-щелочных базальтов и габбро Баянгольской офиолитовой ассоциации, расположенной в 15-20 км к ССВ от сомона Эрдэнэ-Булган (Северная Монголия). Здесь присутствуют тектонические пластины серпентинитов, терригенных и карбонатных осадков, известково-щелочных островодужных базальтов, высоко-Са бонинитов. Ранее эта ассоциация была интерпретирована как Баянгольская аккреционная призма (Гордиенко и др., 2007). Хотя предыдущими авторами здесь отмечено присутствие толеитовых базальтов (Tomurhuu, 1998), нами эти породы не обнаружены. Известково-щелочные базальты, высоко-Са бониниты и пироксениты (вероятно генетически связанные с бонинитами) слагают блоки метрового размера, залегающие совместно в серпентинитовом меланже. Известково-щелочные базальты и габбро слагают протяженные на сотни метров тектонические пластины, а также дайки в терригенных осадках. По химизму Cr-шпинели и распределению несовместимых элементов серпентиниты относятся к перидотитам надсубдукционного типа. Терригенные осадки, судя по геохимическим особенностям, образовались в островодужной обстановке.

Для двух навесок магматического амфибола из известково-щелочного базальта Баянгольской офиолитовой ассоциации было проведено  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирование в ЦКП «Геодинамика и геохронология» по методике (Ivanov et al., 2017). Обе навески показывают нарушенные возрастные спектры и меньшие значения возраста в низкотемпературной и высокотемпературной части спектра. 4 среднетемпературных ступени в одной из навесок показывают наибольшие значения возрастов со средним значением  $497.2 \pm 9.0$  млн. лет (52.2% выделенного  $^{39}\text{Ar}$ , СКВО = 3.0). Вероятно, этот возраст приближается к истинному возрасту кристаллизации изученного образца.

Известково-щелочные базальты представлены афировыми и порфиоровыми разностями. Фенокристы представлены диопсидом ( $\text{Mg}\# = 83-92$ , 0.17-0.7%  $\text{TiO}_2$ , 1.5-4.5%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), магматическим амфиболом с осцилляторной зональностью (паргасит, магнезиогастингсит, Mg-роговая обманка;  $\text{Mg}\# = 47-92$ , 1.2-2.5%  $\text{TiO}_2$ , 11-15%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), реже сосюритизированным плагиоклазом. В некоторых образцах порфиоровых базальтов наблюдается обрастание клинопироксена амфиболом. Основная масса сложена амфиболом близкого состава, клинопироксеном (замещен актинолитом) и сосюритизированным плагиоклазом. Габбро-долериты и габбро сложены магматическим ам-

фиболом и диопсидом (их состав идентичен минералам базальтов), сосюритизированным плагиоклазом. Иногда наблюдаются плавные переходы между амфиболовыми базальтами и габбро-долеритами. Амфибол и клинопироксен характеризуются горбообразным спектром REE. Содержания REE в зональных амфиболах из базальтов растут от центра к краю при уменьшении Mg#. Содержания REE в амфиболе из габбро в 2-3 раза выше содержаний в клинопироксене, при этом оба минерала имеют похожую форму спектра. Это свидетельствует о кристаллизации клинопироксена и амфибола из близко по составу расплава.

Составы известково-щелочных базальтов и долеритов с небольшим количеством вкрапленников амфибола по мере уменьшения MgO (10.7-4.5 %, безводный состав) и Mg# (64-45) показывают увеличение содержаний SiO<sub>2</sub> (48.2-52.7 %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (14.2-18.6 %), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0.12-0.3 %), близкий уровень TiO<sub>2</sub> (0.9-1.3 %), FeO<sub>tot</sub> (9.3-11.3 %). Большая часть базальтов представлена высоко-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> разностями. Габбро и габбро-долериты показывают вариации составов: Mg# 49-71, 6.5-14.9% MgO, 45.5-52.4% SiO<sub>2</sub>, 10.1-18.1 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.9-1.7% TiO<sub>2</sub>, 9.7-15.3% FeO<sub>tot</sub>, 0.11-0.9% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

При интерпретации геохимических особенностей использованы наименее подвижные при вторичных изменениях элементы. На диаграмме Nb<sub>N-MORB</sub> – Th<sub>N-MORB</sub> (Saccani, 2015) точки составов базальтов Баянгольского комплекса находятся в пределах поля известково-щелочных базальтов, а на классификационной диаграмме Co – Th (Hastie et al., 2007) они находятся на границе между известково-щелочной серией и высоко-K, шошонитовой сериями. Базальты характеризуются обогащением LREE (10-31 ppm La; La/Yb<sub>CN</sub> = 4.2-10.4) и Th (Th/Yb<sub>PM</sub> = 1.3-3.2), показывают выраженные минимумы Nb, Ta, Zr, Hf, Ti и по этим особенностям близки базальтам островных дуг. На диаграмме Nb/Yb – Th/Yb (Pearce, 2014) базальты Баянгола соответствуют наиболее обогащенным базальтам островных дуг, либо вулканитам континентальных дуг. Часть габбро и долеритов Баянгольского комплекса идентична базальтам по распределению редких элементов, а часть габброидов более обогащена REE и Th. Таким образом, по геохимическим особенностям изученные известково-щелочные базальты имеют островодужное происхождение, а габброиды и долериты комагматичны им.

Эпидотизированные разности базальтов характеризуются повышенным CaO (до 18-20%), низким SiO<sub>2</sub> (41-44 %), отсутствием Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O (<0.2 %). По распределению остальных оксидов и немобильных редких элементов они идентичны менее измененным известково-

щелочным базальтам. Вероятно, именно эпидотизированные известково-щелочные базальты ранее были приняты за толеитовые (Tomurhuu, 1998).

P-T условия кристаллизации рассчитаны по мономинеральным термобарометрам для клинопироксена (Putirka, 2008, eq. 31, 33) и амфибола (Ridolfi, Renzulli, 2012, eq. 1c, 2). Кристаллизация клинопироксена (Mg# 92-83) происходила при температуре 1170-1090°C и давлении 7.6-10.7 кбар. Амфибол (Mg# 92-47) кристаллизовался при температуре 1050-880°C и давлении 4.5-6 кбар. Содержания SiO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O в расплаве и окислительно-восстановительные условия оценены по составу амфибола (Putirka, 2016; Ridolfi et al., 2010). Расплав, из которого кристаллизовался амфибол, содержал 50-65 % SiO<sub>2</sub>, 4.5-9 % H<sub>2</sub>O, значения *f*O<sub>2</sub> составляли от -1.0 до +1.5 ΔNNO.

Возможность совместной кристаллизации клинопироксена и амфибола из насыщенных H<sub>2</sub>O расплавов показана в ряде экспериментальных работ. Так, кристаллизация Crx+Amph+Mgt из андезит-базальтовых расплавов наблюдалась при 7 кбар, 990°C (Almeev et al., 2013), а кристаллизация Crx+Opx+Amph+Mgt из примитивных базальтов – при 7 кбар, 1050 °C, Crx+Opx+Amph+Plag+Mgt – при 7 кбар, 1000 °C (Melekhova et al., 2015).

Следует заметить, что в изученных базальтах и габброидах отсутствует оливин или продукты его замещения. Вероятно, это связано с началом кристаллизации базальтового расплава в низах островодужной коры. По мере кристаллизации клинопироксена, амфибола, плагиоклаза в промежуточных магматических камерах состав расплава должен был меняться от основного до среднего и кислого. Хотя андезиты и дациты не обнаружены в пределах Баянгольской офиолитовой ассоциации, тем не менее, вулканы базальт-андезит-дацит-риолитовой серии широко развиты в Джидинском террейне (Ильин, 1982).

Известно, что от фронтальных к тыловым частям островных дуг состав магм меняется от низко-калиевых к высоко-калиевым с возрастанием содержания наиболее несовместимых элементов. Фенокристы амфибола в базальтах не отмечены во фронтах островных дуг, хотя встречаются в осевых и тыловых зонах. Исходя из этого, можно предположить, что изученные известково-щелочные базальты Баянгольской ассоциации образовались в осевой или тыловой части островной дуги.

Отсутствие MORB, островодужных толеитов, отсутствие наблюдений о развитии магматизма от толеит-базальтового к бонинитовому указывает на то, что бониниты Баянгольской ассоциации

формировались не в преддуговой зоне. Напротив, совместное нахождение известково-щелочных базальтов и бонинитов в Баянгольской ассоциации может указывать на то, что бонинитовый вулканизм здесь происходил в зоне перехода от островной дуги к задуговому бассейну, подобно ситуации в задуговом бассейне Лау.

Судя по полученному Ag-Ag возрасту, известково-щелочные базальты Баянгольской офиолитовой ассоциации сформировались на поздних этапах островодужного магматизма в Джидинском террейне перед финальным закрытием океанического бассейна и началом коллизионного гранитообразования.

*Исследование выполнено в рамках работ по Гос. заданию АААА-А17-117041910032-1 с использованием оборудования ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» и ЦКП «Геодинамика и геохронология».*

Гордиенко И.В., Гороховский Д.В., Елбаев А.Л., Баянова Т.Б. Новые данные о возрасте раннепалеозойского габброидного и гранитоидного магматизма Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // Докл. Ак. наук. 2015. Т. 463. № 5. С. 576-580.

Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р. и др. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде-палеозое // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 120–140.

Гордиенко И.В., Ковач В.П., Елбаев А.Л. и др. Возраст и условия формирования коллизионных гранитоидов Джидинской зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса, юго-западное Забайкалье // Петрология. 2012. Т. 20. № 1. С. 45-65.

Елбаев А.Л., Гордиенко И.В., Баянова Т.Б. и др. U-Pb-возраст и геохимические особенности ультрамафит-мафитов офиолитовой ассоциации Джидинской зоны (юго-западное Забайкалье) // Доклады Академии наук. 2018. Т. 478. № 4. С. 452-455.

Ильин А.В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии–кембрии. М.: Наука. 1982. 116 с.

Резницкий Л.З., Ковач В.П., Бараш И.Г. и др. Источники сноса терригенных пород Джидинского островодужного террейна по данным U-Pb LA-ICP-MS датирования детритовых цирконов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26. № 5. С. 3-29.

Almeev R.R., Holtz F., Ariskin A.A., Kimura J.-I. Storage conditions of Bezumianny Volcano parental magmas: results of phase equilibria experiments at 100 and 700 MPa // Contrib. Mineral. Petrol. 2013. V. 166. P. 1389-1414.

Glancy S.E. Petrology and geochemistry of boninites and related lavas from the Mata volcanoes, NE Lau basin. M.S. Thesis. University of Hawai'i at Mānoa. 2014. 292 p.

Hastie A.R., Kerr A.C., Pearce J.A., Mitchell S.F. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram // *J. Petrol.* 2007. V. 48. P. 2341-2357.

Ivanov A.V., Meffre S., Thompson J. et al. Timing and genesis of the Karoo-Ferrar large igneous province: New high-precision U-Pb data confirm short duration of the major magmatic pulse // *Chemical Geology.* 2017. V. 455 P. 32-43.

Melekhova E., Blundy J., Robertson R., Humphreys M.C.S. Experimental evidence for polybaric differentiation of primitive arc basalt beneath St. Vincent, Lesser Antilles // *J. Petrol.* 2015. V. 56. P. 161-192.

Pearce J.A. Immobile element fingerprinting of ophiolites // *Elements.* 2014. V. 10. P. 101-108.

Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems // *Rev. Mineral. Geochim.* 2008. V. 69. P. 61-120.

Putirka K.D. Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes // *Am. Mineral.* 2016. V. 101. P. 841-858.

Reagan M.K., Pearce J.A., Petronotis K. et al. Subduction initiation and ophiolite crust: new insights from IODP drilling // *Int. Geol. Review.* 2017. V. 59. P. 1439-1450.

Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 160. P. 45-66.

Ridolfi F., Renzulli A. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130°C and 2.2 GPa // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2012. V. 163. P. 877-895.

Saccani E. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics // *Geosci. Front.* 2015. V. 6. P. 481-501.

Tomurhuu D. Narmandal ophiolite complex of Jida zone (North Mongolia) // *Mongol. Geosci.* 1998. N. 11. P. 22-31.

## **GEOCHEMISTRY AND AGE OF AMPHIBOLE-BEARING CALC-ALKALINE BASALTS AND GABBRO OF THE DHIDA TERRAIN (CENTRAL ASIAN OROGENIC BELT)**

V.A. Belyaev<sup>1</sup>, M.A. Gornova<sup>1</sup>, A.A. Karimov<sup>1</sup>, A.Ya. Medvedev<sup>1</sup>, A.V. Ivanov<sup>2</sup>, E.I. Demonterova<sup>2</sup>, O.Yu. Belozeroва<sup>1</sup>, N.V. Bryansky<sup>1</sup>, D. Enkhbat<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia, belyaev\_vasya@mail.ru

<sup>2</sup>Institute of the Earth's crust SB RAS, Irkutsk, Russia, aivanov@crust.irk.ru

<sup>3</sup>Institute of Paleontology and Geology MAS, Ulaanbaatar, Mongolia, enkhbat\_geo@gmail.com

The origin of amphibole-bearing calc-alkaline basalts of Bayangol ophiolite association (Northern Mongolia) is discussed. Here, calc-alkaline basalts and high-Ca boninites are tectonically juxtaposed within serpentinite mélangé. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar age of magmatic amphibole is 497.2 ± 9.0 Ma. Gabbro and dolerites are co-magmatic to basalts. The parental magmas experienced fractionation of clinopyroxene, amphibole, and plagioclase. The basalts are rather enriched in highly incompatible elements such as Th-LREE and relatively depleted in HFSE, testifying formation in an island arc system most likely at its rear-arc site. Joint occurrence of calc-alkaline basalts and high-Ca boninites in Bayangol ophiolite association could indicate its formation in island arc to backarc geodynamic setting.

\*\*\*\*

## **РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЛАНТАНОИДОВ В ГРАНАТОВЫХ АМФИБОЛИТАХ И АМФИБОЛОВЫХ ПЛАГИОКЛАЗИТАХ МАССИВА РАЙ-ИЗ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)**

А.Р. Богданова, Н.В. Вахрушева

Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия, ugulor96@mail.ru

Ультрабазитовый массив Рай-Из, расположенный на восточном склоне Полярного Урала, вместе с массивами Сьум-Кеу и Войкаро-Сыньинский образуют северное окончание Главного ультрабазитового пояса Урала и входит в число крупнейших на Урале (Перевозчиков, 2005). Массив вмещает месторождение хромовых руд Центральное и уникален по разнообразию представленных в нем породных метаморфических ассоциаций. Его изучение ведется с 1932 года (Заварицкий, 1932), однако отдельные аспекты геологии и петрологии в литературе освещены недостаточно полно. Одной из таких областей является жильная серия пород, локализованная в ультрамафитах.

В настоящей работе приведены результаты исследования минералого-петрографических характеристик, а также геохимии лантаноидов в гранатových амфиболитах и амфиболовых плагиоклазитах массива Рай-Из.

Гранатовые амфиболиты, наряду с саггандитами и энстатит-оливиновыми породами слагают, так называемую, Центральную зону метаморфизма (ЦЗМ) массива Рай-Из, протягивающуюся в субширотном направлении вдоль р. Левая Макар-Рузь до верховьев р. Енга-Ю (Вахрушева и др., 2017) и разделяющую массив на два блока: северный и южный. Описанные в данной работе амфиболиты обнажаются в стенке кара на левом борту р. Левая Макар-Рузь.

Несмотря на то, что все пять изученных образцов амфиболитов слагают геологически единое тело, они отличаются по структуре, количеству и размерам граната, а также по содержанию основных петрогенных оксидов. Встречены порфиробластовые гранатовые амфиболиты (Y-3533/1, Y-3536/1), базис которых сложен преимущественно темно-зеленым до зеленовато-черным амфиболом (65-70 %), зеленовато-желтым эпидотом (5-10 %), округлыми порфиробластами граната (5-10 %) коричневатого-красного цвета, достигающими в диаметре 3 см, неравномерно распределенными по породе. В качестве пойкилитовых вростков в гранате выступают амфибол, эпидот, плагиоклаз, титанит. Встречаются гомеобластовые, нематобластовые безгранатовые амфиболиты (Y-3533/3, Y-3536/4), содержание эпидота в которых достигает 10 %. А также гомеобластовые гранатовые амфиболиты (Y-3536/3), зерна граната в которых распределены равномерно по всей породе и не превышают в диаметре 1 мм. Базис породы сложен амфиболом (55-60 %), эпидотом (10-15 %), гранатом (10-15 %). Во всех, выше упомянутых, образцах в основной массе присутствуют клиноцоизит (1-5 %) и плагиоклаз (<1 %). В качестве аксессуариев наблюдаются рутил, титанит и циркон (1-3 %).

Для изученных гранатовых амфиболитов установлена вариация составов амфибола. По современной классификации кальциевых амфиболов (Leake et al., 1997; Hawthorne et al., 2012) амфиболы из пород, изучаемых в настоящей работе, соответствуют эдениту и наиболее высокопараметрическому – паргаситу. В зернах заметно выражена химическая зональность – краевые части наиболее обогащены  $Al_2O_3$ ,  $Cr_2O_3$ ,  $FeO$  относительно центральных. Гранат характеризуется повышенным содержанием альмандинового (53 %), умеренного гроссулярового (30 %) и низким пиропового (13 %) компонентов. Плагиоклаз соответствует олигоклазу  $An_{18,6-20,9}$ .

Спектр распределения РЗЭ в амфиболитах ЦЗМ имеет субгоризонтальное положение (рис. 1), за исключением гомеобластового безгранатового амфиболита (обр. Y-3536/4; рис. 1Д), в котором проявлено преобладание тяжелых лантаноидов над легкими. Европейская аномалия отсутствует.

Спектры распределения РЗЭ в амфиболах подобны таковым в породе, за исключением резкого обогащения La в образце безгранатового амфиболита (обр. Y-3536/3; рис. 1Г). Резкий скачок La можно объяснить «загрязнением» пробы эпидотом, который, как известно, концентрирует легкие и средние РЗЭ (Скублов, 2005). В амфиболах из образцов порфириобластовых гранатовых амфиболитов (обр. Y-3533/1, Y-3536/1; рис. 1А, В) присутствует осложнение в виде отрицательной европиевой аномалии.

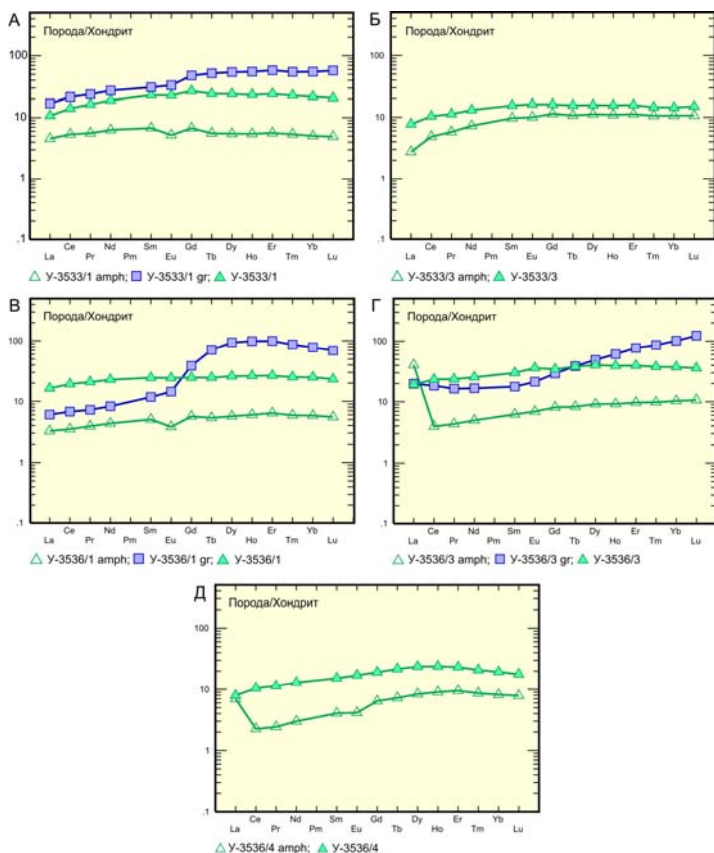


Рис. 1. Спектры распределения РЗЭ в амфиболитах и главных породообразующих минералах. (amph – амфибол; gr – гранат). Спектры распределения РЗЭ в гранатах имеют крутой положительный наклон, обусловленный преобладанием тяжелых и средних лантаноидов над легкими. Европиевая аномалия отсутствует.



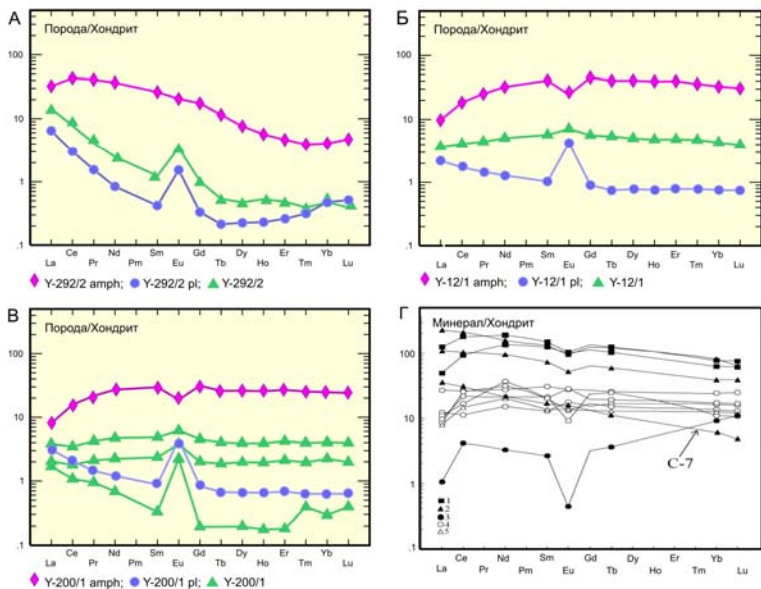


Рис. 2. Спектры распределения РЗЭ в амфиболовых плагиоклазитах и главных породообразующих минералах (amph – амфибол; pl - плагиоклаз). А-У-292/2 – амфиболовый плагиоклазит (месторождение Центральное); Б-У-12/1 – амфиболовый плагиоклазит (р.п. Юго-Западное IV); В-У-200/1 – амфиболовый плагиоклазит (р.п. Юго-Западное IV); Г – амфиболы мафического комплекса Северо-Западного Прибайкалья (Скублов С.Г., 2005).

В ходе исследований амфиболовых плагиоклазитов, проведенных ранее (Богданова, Вахрушева, 2018), отмечена сильная вариация составов амфибола – от паргасита, эденита, магнезиогорнблендита до актинолита. Паргасит отмечается в образце амфиболового плагиоклазита обр. У-292/2 из проявления корундовой минерализации Рубиновый Лог (месторождение хромовых руд Центральное) и характеризуется наиболее высоким содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  среди других минеральных видов.

Ранее в плагиоклазитах массива (Вахрушева и др., 2016) выявлены два типа спектров распределения редкоземельных элементов, причиной появления которых, как было установлено позднее (Богданова, Вахрушева, 2018), служит отношение количества амфибола и плагиоклаза в породе.

Анализ поведения РЗЭ в мономинеральных фракциях, амфиболе и плагиоклазе, из корундсодержащего амфиболового плагиоклазита (обр. У-292/2) со спектром распределения лантаноидов первого типа

(рис. 2А) показал характерное обогащение легкими лантаноидами и обеднение тяжелыми - кривая имеет отрицательный наклон, как для главных минералов, так и породы в целом.

Для бескорундовых амфиболовых плагиоклазитов рудопроявления хромититов Юго-Западное IV (рис. 2Б) со спектрами распределения РЗЭ второго типа характерно небольшое обеднение легкими лантаноидами – кривая распределения для породы имеет субгоризонтальное положение. Если для плагиоклаза, составляющего более 90 % объема породы, характерно обогащение легкими лантаноидами, то для амфибола, содержащегося в плагиоклазите в количестве от 3 до 10 %, тип спектра распределения РЗЭ иной. В амфиболе из бескорундовых плагиоклазитов отмечено существенно более низкое содержание легких РЗЭ, по сравнению с тяжелыми, а также устанавливается отрицательная европиевая аномалия (рис. 2Б).

Спектры распределения РЗЭ в изученных породах идентичны, однако суммарное содержание РЗЭ в гранатовых амфиболитах выше. Высокие содержания РЗЭ в гранатовых амфиболитах, прежде всего тяжелых, связаны с преимущественным накоплением в кристаллической структуре гранатов, которая характеризуется относительно небольшими размерами элементарной ячейки (Леснов, 2009).

Значения  $(La/Yb)_n$  в породах близки и в гранатовом амфиболите составляют 0,39-0,62 г/т, а в амфиболовом плагиоклазите – 0,8-0,88 г/т, за исключением амфиболового плагиоклазита (обр. Y-292/2) из проявления корундовой минерализации Рубиновый Лог, где  $(La/Yb)_n$  составило 29,52 г/т. Суммарное содержание РЗЭ для первых находится в интервале – 196-458 г/т, для вторых – 37-68 г/т. Вариация суммы РЗЭ в пределах одной породы связана с количественным содержанием главных минералов-концентраторов. Главным минералом-концентратором лантаноидов в гранатовых амфиболитах является гранат: суммарное содержание РЗЭ в нем составляет 587-690 г/т, тогда как в амфиболе концентрируется 70-141 г/т лантаноидов. Главным минералом-концентратором лантаноидов в амфиболовом плагиоклазите является амфибол: суммарное содержание РЗЭ в минерале составляет 250-450 г/т, тогда как в плагиоклазе концентрируется 16-18 г/т лантаноидов.

На основе результатов химического состава амфиболов и сосуществующих с ними плагиоклазов данных пород выполнены расчеты температуры по амфибол-плагиоклазовому геотермометру (Holland T., Blundy J. 1994) и давления по амфиболовому геобарометру (Schmidt M.W. 1992). Для амфибола из гранатового амфиболита обр. Y-3533/1 рассчитанное давление составило 9,28-10,13 кбар, темпера-

тура – 683,3-696,1 °С. Параметры соответствуют низам амфиболитовой фации метаморфизма. Давление образования амфибола из амфиболового плагиоклазита обр. У-12/1 составило 3,3-4,2 кбар, температура – 622-674 оС. Давление для амфиболового плагиоклазита обр. У-200/1 составляет 2,2-4,1 кбар, температура – 591-625<sup>0</sup>С. Для амфибола из корундсодержащего амфиболового плагиоклазита обр. У-292/2 с месторождения Центральное параметры составляют: Т=591-612<sup>0</sup>С, Р=7,2-9,0 кбар.

Сравнение параметров и особенностей состава амфиболов из амфиболовых плагиоклазитов позволяет говорить о прямой зависимости между температурой и суммой РЗЭ, а так же TiO<sub>2</sub>, и об обратной корреляции между давлением и суммарным содержанием РЗЭ. По мнению С.Г. Скублова при повышении температуры метаморфизма увеличивается суммарная концентрация РЗЭ в амфиболах (Скублов, 2005), что отражается и в результатах исследования, представленного в настоящей работе.

По данным термобарометрии амфиболиты близки по температуре плагиоклазитам, но являются более высокобарическими образованиями, нежели плагиоклазиты.

*Работа выполнена в рамках темы № 0393-2016-0019 государственного задания ИГГ УрО РАН.*

Богданова А.Р., Вахрушева Н.В. Распределение лантаноидов в амфиболе и плагиоклазе из плагиоклазитов массива Рай-Из (Полярный Урал) // Вестник Уральского отделения РМО. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. №15. С. 40-47.

Вахрушева Н.В., Иванов К.С., Степанов А.Е., Шокальский С.П., Азанов А.Н., Хиллер В.В., Ширяев П.Б. Плагиоклазиты из хромитоносных ультрамафитов массива Рай-Из // Литосфера. 2016. № 5. С. 134–145.

Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б., Степанов А.Е., Богданова А.Р. Петрология и хромитоносность ультраосновного массива Рай-Из (Полярный Урал). – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. – 265 с.

Заварицкий А.Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. М.-Л.: Гос. науч.-технич. изд-во, 1932. – 221 с.

Скублов С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. – СПб.: Наука, 2005. – 147 с.

Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 2. Второстепенные и акцессорные минералы. – Новосибирск: Академическое издательство «ГЕО», 2009. 190 с.

Перевозчиков Б.В., Кениг В.В., Лукин А.А., Овечкин А.М. Хромиты массива Рай-Из на Полярном Урале // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47, № 3. С. 230–248.

Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Guo Y. Nomenclature of amphiboles // *Can. Mineral.* 1997. Vol. 35. P. 219–246.

Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. Nomenclature of the amphibole supergroup // *Am. Mineral.* Vol. 97, 2012. P. 2031-2048.

Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. Vol. 116. P. 433-447.

Schmidt M.W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1992. Vol. 110. P. 304-310.

#### **THE REE PATTERNS OF GARNET AMPHIBOLITES AND AMPHIBOLE PLAGIOCLASITES OF THE MASSIF RAY-IZ (POLAR URALS)**

A.R. Bogdanova, N.V. Vakhrusheva

Institute of Geology and Geochemistry named after A.N. Zavaritsky Ural Branch of RAS,  
Yekaterinburg, Russia, ugulor96@mail.ru

This work presents the results of a study of the mineralogical and petrographic characteristics, as well as the geochemistry of lanthanides in garnet amphibolites and amphibole plagioclases of the Rai-Iz massif. The REE distribution spectra in the studied rocks are identical, however, the total REE content in garnet amphibolites is higher than in amphibole plagioclases. The main mineral concentrator of lanthanides in garnet amphibolites is garnet, while in amphibole plagioclase it is amphibole. According to thermobarometry, it was found that amphibolites are close in temperature to plagioclases, but are more high-pressure rocks than plagioclases.

\*\*\*

## ОСОБЕННОСТИ СОСТАВОВ МИНЕРАЛОВ И ГЕОХИМИЯ ПЛАТИНОИДОВ ДУНИТОВОЙ ЛИНЗЫ МОНЧЕГОРСКОГО ПЛУТОНА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

М.М. Богина<sup>1</sup>, Е.В. Шарков<sup>1</sup>, А.В. Чистяков<sup>1</sup>, В.Л. Злобин<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии, и геохимии РАН, Москва, Россия, lekhta@mail.ru

<sup>2</sup>Геологический Институт РАН, Москва, Россия, vzlobin@bk.ru

Дунитовая линза расположен в зоне сочленения субмеридиональной и субширотной «ветвей» Мончегорского плутона и имеет в плане размеры 1.5 x 3.0 км (*Расслоенные.*, 2003). На севере и востоке породы Дунитовой линзы контактируют с ультраосновными породами расслоенной серии Мончегорского плутона, а на юго-западе, через мощную тектоническую зону, с основными породами примыкающего массива Мончетундры. В большинстве случаев нижний контакт осложнен тектоническими нарушениями в виде зон расщепления и катаклаза. Вопрос о соотношении пород Дунитовой линзы с Мончеплутоном дискуссионный. Одни геологи рассматривали ее как наиболее раннюю фазу Мончеплутона (Козлов, 1973 и др.). Однако, данные об интрузивном соотношении дунитов с окружающими ультраосновными породами отсутствуют. Другие рассматривают ее как тектонически перемещенную из плутона Мончетундра (Sharkov, Chistyakov, 2012). В тоже время, в отличие от других расслоенных массивов, хромититы Мончегорского массива вместе с вмещающими породами дунитовой линзы формируют самостоятельное тело.

Происхождение хромититов в расслоенных интрузиях является широко дискутируемой проблемой, т.к. предполагает существование расплава насыщенного хромом. Проблема формирования хромититовых зон и их соотношение с основными зонами расслоенного интрузива рассматриваются на примере Сопчеозерского хромитового месторождения в пределах Дунитового блока в раннепалеопротерозойском Мончегорском расслоенном мафит-ультрамафитовом плутоне Кольского кратона восточной части Балтийского щита.

Сопчеозерское месторождение представляет горизонт тонкого переслаивания хромитовых, оливин-хромитовых, Орх кумулатов общей мощностью от 3 до 10 м.

Разрез дунитовой линзы и хромититового горизонта был детально изучен по скв. М20, где линза слагает верхние 330 м, и скв.1592, пересекающую как линзу, так и подстилающую ее породы расслоенной серии Мончеплутона. Детальное изучение разреза линзы выявило существенные отличия слагающих ее пород от остальной части разреза расслоенной серии.

**Оливин.** Оливин в дунитах линзы характеризуется вариациями Mg# от 89 до 93, при этом в них практически не проявлена зональность. Содержания NiO варьируют в пределах 0.32-0.4 %. У верхней границы хромититового горизонта в скв.1592 магнезиальность оливина увеличивается до 94-96, NiO до 0.44%, достигая максимума 97 и 0.72, соответственно, примерно в верхней трети разреза хромититового пласта, и снова уменьшаясь в нижней части горизонта до 92-94 и 0.38, соответственно (рис. 1Б, В). Та же закономерность проявлена в скважине М20, но Mg# и NiO в оливине достигают там еще более экстремальных значений: 98 и 1.3% соответственно. Оливин проявляет зональность с увеличением Mg# (до 2 номеров) и NiO, и уменьшением Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> к краям зерен. Содержание CaO в оливинах и в дунитах и в хромититах существенно меньше 0.1%, что характерно для мантийных и метаморфизованных пород (Plechov et al., 2018). На диаграмме Mg#-NiO оливины из хромититов Дунитовой линзы образуют два тренда (рис. 1А): (1) практически горизонтальный тренд увеличения Mg# при постоянном содержании NiO и (2) тренд увеличения NiO с увеличением Mg#, что свидетельствует в пользу неоднократного поступления расплава все более магнезиального состава. Второй тренд характерен для части оливинов из хромититов с максимальными Mg# и NiO, приуроченный к верхней трети рудного горизонта, тогда как остальные оливины образуют первый тренд. Максимальные Mg# и NiO в оливинах отмечаются в краях зерен. В пределах одного образца зерна оливина имеют различный состав, что свидетельствует о неравновесности состава. Обнаруженная обратная зональность Mg# и Ni в зернах оливина, а также линейные тренды на диаграмме Mg#-Ni, предполагают, что экстремально высокомагнезиальный оливин в пределах хромититов как в ядрах, так и в краях зерен (Fo95-98), не является первичным, а, вероятно, сформировался в результате субсолидусного переуравновешивания минерала с хромшпинелью, тогда как кристаллизационная дифференциация характеризуется гиперболическими трендами (Nosova et al., 2018). Высокие содержания NiO в оливине коррелируются с содержанием хромита в породе: максимальные содержания NiO наблюдаются в горизонтах, наиболее обогащенных хромитом, где мало оливина, что вероятно связано с тем, что весь Ni в породе, учитывая низкие содержания серы, распределялся исключительно в оливин, что и обеспечивало экстремально высокие его содержания. В тоже время содержания NiO в оливине в пределах расслоенной серии умеренны, варьируя в пределах 0.2-0.43 вес % при Mg# 86-88.

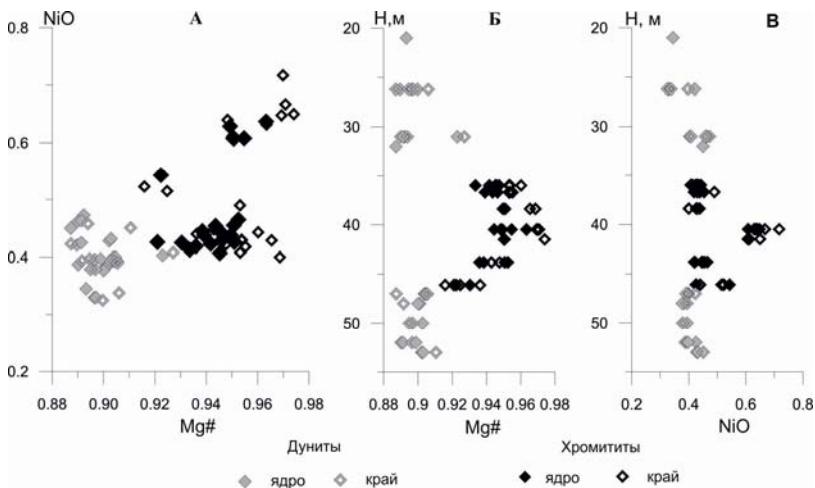


Рис. 1. Диаграмма Mg#-NiO для оливина (А) и Mg# (Б) и NiO (В) в оливине в разрезе скв. 1592.

**Шпинель**, как и оливин формирует обратный тренд, с увеличением магнезиальности и хромистости вверх по разрезу. В части хромититового горизонта, где содержание хромита максимально, наблюдается слабая зональность в составе шпинели, что практически не характерно для остальной части разреза. Многие зерна шпинели проявляют зональность с уменьшением MgO и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от центра к краю, что связано с диффузией этих элементов в оливин.

Изучение вариаций Mg#-Cr# в шпинели показало, что все шпинели из расслоенной серии формируют горизонтальный тренд изменения магнезиальности при практически неизменной хромитости, и соответствуют алюмохромиту и субферриалюмохромиту. Шпинели из хромититов образуют тренд синхронного увеличения Cr и Mg#.

Состав **ортопироксена** в дунитовой линзе и хромититовом горизонте варьирует от 89 до 93.5 Mg#, тогда как в пределах расслоенной серии от 87 до 89. Зональность в ортопироксене не обнаружена.

**PGE.** Анализ хондрит-нормализованного распределения PGE выявило резкое отличие спектров пород дунитовой линзы по сравнению с расслоенной серией Мочеплутона. Они характеризуются минимальными суммой PGE (0.03-0.099), Pd/Pt, и слабо фракционированными спектрами, тогда как остальные породы массива характеризуются схожими существенно фракционированными спектрами при близкой сумме PGE. На диаграмме Pd/Ir-Ni/Cu (Barnes, Maier, 1999), составы пород Дунитовой линзы смещены относительно других пород массива к полям офиолитов и коматитов в сторону увеличения

Ni/Cu и уменьшения Pd/Ir отношений. Породы расслоенной серии приурочены к полям расслоенных интрузивов и высоко-Mg базальтов, тогда как образцы из рудных зон попадают в поля платиновых рифов. Высокие значения Ni/Cu (56-170) и низкое Pd/Ir в породах Дунитовой линзы предполагает их формирование из другого, более магниального расплава, вероятно близкого по составу к коматиитам формируемых в результате высоких степеней частичного плавления (рис. 2), тогда как состав остальных пород Мончеплутона предполагает более низкие степени частичного плавления.

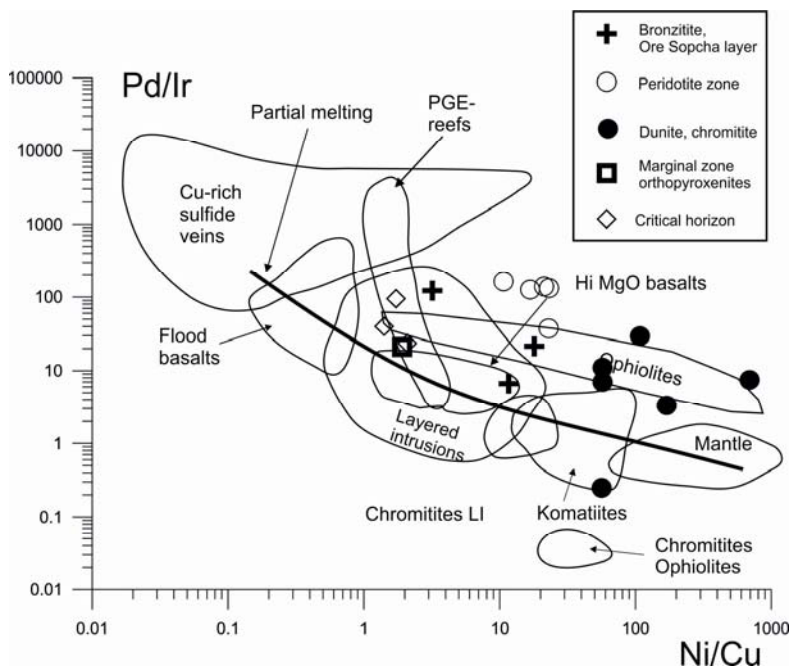


Рис. 2. Диаграмма Ni/Cu-Pd/Ir для пород Мончеплутона. Поля по (Barnes, Maier, 1999).

**Выводы.** Формирование Дунитовой линзы было вероятно связано с многократными внедрениями высоко-Mg и высоко-Cr расплава. Высокое значение Mg# оливина (до 94) предполагает коматиитовый состав расплава, который по-видимому внедрялся по ослабленной зоне в виде нескольких пульсов все более примитивной высоко-Cr магмы, которая и осаждала хромит с прогрессивно увеличивающимися содержаниями Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и MgO и уменьшающимися содержаниями TiO<sub>2</sub>. Аналогичный механизм был предложен для объяснения



формирования хромитов в гарцбургитах комплекса Уиткмоств в Южной Африке (Yudovskaya et al., 2015). Это предположение согласуется с развитием в данном районе коматиитовых пород близкого возраста (Вревский, 2011). Коматииты с экстремально высокими составами оливина были описаны в структуре Munro Township в архейском поясе Abitibi, а также в дунитах хромититового месторождения Nussahi и Sukinda, представляющих части расслоенных ультрамафических тел в слабометаморфизованных архейских террейнах Индийского щита (Mondal et al., 2006). Выявление обратной зональности в оливинах и отсутствие типичных трендов фракционирования подтверждает их формирование в результате субсолидусного переуравновешивания со шпинелью.

Barnes S.J. and Maier W.D. The fractionation of Ni, Cu, and the noble metals in silicate and sulfide liquids // *Dynamic Processes in Magmatic Ore Deposits and their Application to Mineral Exploration*, Geol. Ass. Canada, Short Courses. Notes. 1999. Vol. 13. P. 69-106.

Mondal S.K., Ripley E.M., Li C., Frei R. The genesis of Archean chromitites from the Nuasahi and Sukinda massifs in the Singhbhum craton, India // *Precam. Res.* 2006. Vol. 148. P. 45-46.

Nosova A.A., Sazonova L.V., Kargin A.V., et al. Olivine in ultramafic lamprophyres: chemistry, crystallization, and melt sources of Siberian Pre- and post-trap aillikites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2018. Vol. 173. P. 55.

Плечов П.Ю., Щербаков В.Д., Некрылов Н.А. Экстремально магниезильные оливин в магматических породах // *Геология и геофизика.* 2018. Т. 59. №. 12. С. 2129-2147.

Sharkov E.V., Chistyakov A.V., The Early Paleoproterozoic Monchegorsk layered mafite-ultramafite massif in the Kola Peninsula: geology, petrology, and ore potential // *Petrology.* 2012. Vol. 20. No. 7. P. 607-639.

Yudovskaya M.A., Naldrett A.J., Woolfe J.A.S., Costin G., Kinnaird J.A. Reverse compositional zoning in the Uitkomst chromitites as an indication of crystallisation in a magmatic conduit // *J. Petrol.* 2016. Vol. 56. No. 12. P. 2373-2394.

Вревский А.Б. Петрология, возраст и полихронность источников инициального магматизма Имандра-Варзугского палеорифта Фенноскандинавского щита // *Петрология.* 2011. Т. 19. № 5. С. 546-574.

Козлов Е.К., Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. Ленинград: Наука, 1973.

Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петроло-

гия, оруденение, изотопия, глубинное строение. В 2-х частях. Ред. Митрофанов, Ф.П. и Смолькин В.Ф. Апатиты: Кольский научный центр РАН, 2004.

Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Толстых Н.Д. Гальмознанский базит-гипербазитовый массив и его платиноносность. Москва: Научный Мир, 2012. 288 с.

Ripley E.M., Lambert D.D., Frick L.R. Re-Os, Sm-Nd, and Pb isotopic constraints on mantle and crustal contributions to magmatic sulfide mineralization in the Duluth Complex // *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol. 62. N 19/20. P. 3349-3365.

### **PECULIARITIES OF MINERAL COMPOSITION AND PGE GEOCHEMISTRY OF THE DUNITE LENS, MONCHEGRORSK PLUTON, EASTERN BALTIC SHIELD**

M.M. Bogina<sup>1</sup>, E.V. Sharkov<sup>1</sup>, A.V. Chistyakov<sup>1</sup>, V.L. Zlobin<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institute of the Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia, lekhta@mail.ru

<sup>2</sup>Geological Institute, RAS, Moscow, Russia, vzlobin@bk.ru

Detailed study showed that the formation of the Dunite Lens in the Monchegorsk Pluton, was likely related to the replenishment of a high-Mg, high-Cr melt. The presence of high Mg# (up to 94) olivine suggests that a parental melt was komatiitic in composition. The higher-Mg composition of the parental melt as compared to that of the layered series is supported by the Pd/Ir-Ni/Cu systematics. Reverse zoning found in olivines from chromitites and the absence of typical trends of fractional crystallization suggests that the highest-Mg# olivines (95-98) were produced through subsolidus re-equilibration with spinel.

\*\*\*\*

### **ПЕРСПЕКТИВНЫЕ НИКЕЛЕНОСНЫЕ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА**

Памяти первооткрывателя Воронежской никеленосной провинции члена-корреспондента РАН, профессора Николая Михайловича Чернышова (1932-2017) посвящается

В.Л. Бочаров

Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия, gidrogeol@mail.ru

Воронежский кристаллический массив является для Российской Федерации новой весьма перспективной никеленосной провинцией, занимающей выгодное в географическом отношении положение в центре Европейской части страны. За более чем 50-летнюю историю изучения никеленосности этой обширной территории выявлено и

изучено 4 месторождения и более 10 рудопроявлений в восточной части кристаллического массива (Воронежский блок) и его западной части (Курский блок).

Металлогеническая провинция Воронежского Прихопёрья (Воронежский блок) включает Еланское и Ёлкинское сульфидные медно-никелевые месторождения и ряд рудопроявлений (Центральное, Троицкое, Новохопёрское).

Рудовмещающими породами сульфидных медно-никелевых руд Еланьского месторождения являются мелано- и мезократовые нориты. Оно принадлежит к высоконикеленосному платиноидно-медно-кобальтовому с золотом и мышьяком классу крупных по запасам месторождений (Бочаров, Чернышов, 1985). Рудные тела в виде круто наклоненных (75-80°) жил представлены пентландит-пирротиновой минеральной ассоциацией с неравномерным содержанием никеля: от 0,95 до 1,05 % во вкрапленных разновидностях, до 2,1–2,35 % в богатых агрегатах. В богатых рудах сосредоточено до 50 % запасов никеля (Бочаров, Чернышов, 1985).

Ёлкинское месторождение приурочено к небольшому интрузиву, расположенному в 8 км южнее Еланьского месторождения. Центральная часть интрузива сложена диоритами, по периферии сконцентрированы мезо- и меланократовые нориты, являющиеся рудовмещающими породами. Рудная залежь представлена вкрапленогнездовыми брекчиевидными и массивными морфологическими разновидностями. Главные рудные минералы пирротин, пентландит и халькопирит. Отмечается постоянное присутствие халькопирита и молибденита, что не характерно для Еланьского месторождения. При довольно высоком содержании главных рудообразующих элементов – Ni, Co и Cu, руды месторождения отличаются более низкими концентрациями благородных металлов – Pd, Pt и Au.

По содержанию элементов группы платины сульфидные медно-никелевые руды Еланьского и Ёлкинского месторождений аналогичны рудам Печенгского никеленосного района (Кольский полуостров). Вместе с тем обнаруживаются черты сходства с сульфидными медно-никелевыми рудами месторождений, ассоциирующих с ультраосновными лавами – коматиитами (Бочаров и др., 1987; 1988).

В течение 2012-2018 гг. ООО «Воронежгеология» по заданию Уральской горно-металлургической компании осуществила детальную геологическую разведку Еланьского и Ёлкинского месторождений сульфидных медно-никелевых руд. В результате были подсчитаны и утверждены совокупные запасы по промышленным категориям таких элементов, как Ni, Co, Cu, Pd, S. В настоящее время ведется

подготовка к строительству горнодобывающего предприятия.

На ряду с уже разведанными месторождениями вновь обращено внимание на ранее выявленные крупные ультрамафит-мафитовые плутоны (80–120 км<sup>2</sup>) – Елань-Коленовский, Ширяевский, Липов Куст, изучение которых осуществлялось в 60–90 годы прошедшего столетия (Чернышов, 1995).

Центральное рудопоявление никеля, меди, кобальта локализовано в центральной части Елань-Коленовского мафит-ультрамафитового массива. Зона минерализации СЗ простирания имеет в плане размеры 750×1600 м, расположена среди габбро-норитов. Рудомещающие породы ограничены тектоническими контактами. Ортопироксениты и перидотиты прорваны дайками мощностью до 1 м мезократовых норитов. В рудоносной зоне, прослеженной тремя скважинами по простиранию на 200 м и по падению на 500 м, вскрыто несколько крутопадающих (65–80°) рудных тел мощностью 0,3–1,5 м. Оруденение приурочено преимущественно к мелкозернистым пироксенитам. Типы руд: вкрапленные и прожилково-шлировые. Рудные минералы (главные) – пирротин, пентландит, халькопирит, хромшпинелиды (Чернышов и др., 1983, 1986).

Троицкое рудопоявление сульфидных медно-никелевых руд локализовано в норитовом интрузиве и имеет выход на поверхность докембрия площадью 12,5 км<sup>2</sup>. Интрузивный массив сложен преимущественно мезократовыми норитами, в периферийных частях присутствуют в незначительном количестве габбро-нориты и диориты. В зонах дробления, где нориты превращены в биотит-полевошпат-амфиболовые породы. В зонах метасоматоза наблюдается рассеянная рудная минерализация пирротин-пентландит-халькопиритового состава.

Новохопёрское рудопоявление приурочено к зоне пересечения Шумилинско-Новохопёрского и Воронежско-Курского региональных зон разломов. Сульфидное медно-никелевое оруденение локализовано в нижних дифференциатах – меланократовых норитов, содержащих сульфидную вкрапленность, представленную никелем (0,15–0,20 %), кобальтом (0,05–0,08 %) и медью (0,07–0,1 %).

Ширяевское рудопоявление представлено вкрапленными сульфидными медно-никелевыми рудами пирротин-пентландит-халькопиритового состава. Содержание никеля 0,3–0,5 %, меди 0,02–0,05 %, кобальта 0,1–0,25 %. В рудах присутствуют Au  $0,1 \times 10^{-4}$  %, Pt  $0,07-0,09 \times 10^{-4}$  %, Pd  $0,11-0,14 \times 10^{-4}$  %.

Наличие в промышленных и потенциально промышленных сульфидных медно-никелевых месторождений в восточной части

Воронежского кристаллического массива (Воронежское Прихопёрье) является надежной основой формирования новой перспективной базы цветных и благородных металлов, способствующей устойчивому социально-экономическому развитию крупного региона в Центральном Федеральном округе России (Чернышов и др., 2016).

Бочаров В.Л., Чернышов Н.М. Эндогенные режимы раннего докембрия Воронежского кристаллического массива. Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразование в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985. С. 192–205.

Бочаров В.Л., Гриненко Л.Н., Плаксенко А.Н., Левин В.Н. Минералого-геохимические признаки никеленосных дорит-диоритовых интрузий (Воронежский кристаллический массив) // Геохимия. 1988. № 8. С. 1159–1167.

Бочаров В.Л., Плаксенко А.Н., Фролов С.М., Касатов А.С. О первично коматитовом источнике никелево-сульфидных руд в норит-диоритовых интрузиях Воронежского кристаллического массива // Геохимия, 1987. № 3. С. 430–437.

Чернышов Н.М. Еланский тип сульфидных медно-никелевых месторождений и геолого-генетические условия их формирования (Центральная Россия) // Геология рудных месторождений. 1995. Т. 37. № 3. С. 220–236.

Чернышов Н.М. Типы никеленосных интрузий и медно-никелевого оруденения Воронежского массива // Советская геология, 1986. № 12. С. 42–54.

Чернышов Н.М., Альбеков А.Ю., Остуднев В.М. Никеленосные рудные районы Воронежского кристаллического массива: геология и минерагения. Воронеж: Издательский дом ВГУ, 1916. – 94 с.

Chernyshov N.M., Bocharov V.L., Frolov S.M. Evolution of ultrabasic magmatism during the early Precambrian of the Voronezh Massif // Int. Geol. Rev. 1983. Vol. 25. № 1. P. 9–14.

#### **PROMISING NICKEL-BEARING ULTRAMAFITE-MAFITE COMPLEXES OF THE VORONEZH CRYSTALLINE MASSIF**

V.L. Bocharov

Voronezh State University, Voronezh, Russia, gidrogeol@mail.ru

The presence in industrial and potentially industrial Cu-Ni sulphide deposits in the Eastern part of the Voronezh crystalline massif (Voronezh Region) is a reliable basis for the formation of a new promising base of non-ferrous and precious metals, contributing to the sustainable socio-economic development of this region.

\*\*\*

## УЛЬТРАМАФИТ-КАРБОНАТИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ КУРСКОГО БЛОКА ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

В.Л. Бочаров

Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия, gidrogeol@mail.ru

В центральной части Российской Федерации на рубеже XX-XXI веков выявлены интрузивные тела ультраосновных щелочных пород и генетически связанных с ними карбонатитов, сопровождающиеся крупными скоплениями апатитовых и апатит-магнетитовых руд. Рудные тела приурочены к Дубравинскому серповидному интрузивному телу щелочных пироксенитов и карбонатитов, расположенному в пределах Курского блока Воронежского кристаллического массива (Щеголев, Бочаров, 1990). Это крутопадающее ( $75-80^\circ$ ) тело с юго-восточным склонением имеет протяженность 7 км при максимальной ширине 600 м.

Повышенная фосфатность свойственна практически всем породным группам щелочно-карбонатитового комплекса – щелочным эгирин-авгитовым, иногда с оливином (гортонолит), пироксенитам, кальцитовым и, реже, доломит-кальцитовым карбонатитам, щелочным сиенитам, силикокарбонатитам (мелано- и лейкократовым), а также экзоконтактовым фенитам (Бочаров и др., 1986). Однако собственно апатитоносные образования локализуются в сравнительно ограниченных интервалах, характеризующихся чередованием относительно богатых апатитом участков с бедными и даже лишенными оруденения. Вскрытая мощность сопряженных тел щелочных пироксенитов, карбонатитов и щелочных сиенитов составляет 450–500 м.

Разрез интрузивного тела в целом отражает полосчатое чередование щелочных силикатных пород и карбонатитов, залегающих между сиенитами в нижнем (лежачем) и и фенитами в верхнем (висячем) боку интрузивного тела. Верхний эндоконтакт щелочных пироксенитов на границе с фенитами сопровождается маломощной зоной существенно щелочно-амфиболовых пород со скоплениями апатита, высокожелезистых тетраферрибиотита и тетраферрифлогопита, магнетита и сфена (Бочаров, Фролов, 1993).

В соответствии с классификацией апатитовых месторождений и с учетом апатитосодержащих минеральных парагенезисов, в пределах месторождения выделены четыре типа руд, различающихся содержаниями полезных компонентов (табл. 1).

Первый тип – апатит-сфен-силикатный – соответствует, по нашему представлению, докарбонатитовому, а остальные три – апатит-силикатный в силикокарбонатитах, апатит-карбонатный в мелано- и лейкокарбонатитах и апатит-магнетитовый в нельсонитах, относятся

к собственно карбонатитовому этапу. Отметим, что основная масса фосфора сосредоточена в карбонатитах, то есть наиболее продуктивным в отношении апатитового оруденения был карбонатитовый этап развития рудномагматической системы, хотя отдельные локальные скопления богатых апатитовых руд связаны с ранними силикатными породами (Бочаров, 2011).

Таблица 1. Содержание фосфора, железа и титана в рудах Дубравинского месторождения

Типы апатитовых руд	Количество определенных	Минимальное	Максимальное	Среднее
$P_2O_5$ (%)				
Апатит-сфен-силикатные в пироксенитах	5	18,5	24,8	22,5
Апатит-силиканые в силикокарбонатитах	21	2,25	9,2	5,11
Апатит-карбонатные в карбонатитах	20	8,82	12,5	7,34
Апатит-вагнетитовые в нельсонитах	21	8,62	22,5	17,15
Средневзвешенные по рудам	67			9,45
$FeO$ (%)				
Апатит-сфен-силикатные в пироксенитах	6	12,1	20,8	14,34
Апатит-силиканые в силикокарбонатитах	10	6,8	12,1	8,64
Апатит-карбонатные в карбонатитах	14	3,26	10,4	3,93
Апатит-вагнетитовые в нельсонитах	17	6,9	28,56	15,74
Средневзвешенные по рудам	47			10,67
$TiO_2$ (%)				
Апатит-сфен-силикатные в пироксенитах	10	8,65	16,44	12,2
Апатит-силиканые в силикокарбонатитах	18	3,88	7,46	4,86
Апатит-карбонатные в карбонатитах	14	3,8	8,4	5,16
Апатит-вагнетитовые в нельсонитах	22	2,89	5,12	3,95
Средневзвешенные по рудам	64			6,54

Апатит-сфен-силикатные руды установлены в крупнозернистых (пегматоидных) пироксенитах центральной части щелочно-карбонатитового интрузива. Апатит образует гнездообразные скопления крупных (до 1,5–2 мм) кристаллов, при этом гнезда окаймлены мелкочешуйчатым биотитом. Кроме того, в пироксенитах присутствует мелкозернистый (0,1–0,2 мм) апатит. Руды отличаются высоким содержанием фосфора, однако, апатитовые участки маломощные (0,3–1 м). Необходимо отметить, что для этого типа апатитовых руд обычна ассоциация апатита со сфеном в сравнительно слабокарбонатизированных разновидностях пироксенитов.

Апатит-силикатные руды в силикокарбонатитах не отличаются высоким уровнем концентрации апатита и охватывают обширную группу пород, более или менее равномерно насыщенных фосфором. Апатит в них распределен неравномерно: наряду со шлировидными обособлениями в ассоциации с амфиболом, биотитом и кальцитом присутствует равномерно рассеянная вкрапленность мелко-среднезернистого апатита, часто вместе с сфеном и магнетитом.

Мощность обогащенных апатитом участков, выделяемых по содержанию фосфора в качестве рудных тел, достигает 50–80 м, однако шлировые обособления апатита в их пределах довольно редки.

Апатит-карбонатные руды локализованы в дайкообразных телах разнозернистых лейкокарбонатитов – севитов. Крупнозернистые севиты содержат, главным образом, шлировидные выделения хорошо образованных идиоморфных кристаллах апатита размером до 2 мм, ассоциирующих со сфеном, магнетитом и ильменитом. В мелкозернистых севитах апатит присутствует в виде агрегатов, образующих полосы шириной от 1 до 3–4 м, в пределах которых концентрируются также биотит и магнетит, вследствие чего руды приобретают характерную полосчатую текстуру. Изредка встречаются сахаровидные агрегаты апатита в кальците, приуроченные, главным образом, к контактовым зонам карбонатитов и вмещающих их силикатных пород. Границы рудных тел практически совпадают с границами лейкокарбонатитов, однако анхимономинеральные карбонатиты распространены только в центральной, наиболее мощной части массива, и, несмотря на более высокое, чем в силикокарбонатитах, содержание фосфора обладают заметно меньшими ресурсами полезного компонента.

Особое место занимают полосчатые среднезернистые апатит-магнетитовые руды нельсонитового типа с объемным соотношением апатита и магнетита от 1/1 до 2/1. Руды локализованы в виде самостоятельного линзовидного тела в центральной части массива на



контакте силикокарбонатитов с кальцитовыми и кальцит-доломитовыми лейкокарбонатитами. В ряде случаев наблюдается постепенный переход апатит-магнетитовых руд в апатитсодержащие карбонатиты с сохранением полосчатой текстуры. Видимая мощность рудного тела по разрезам скважин составляет 15–40 м. Важно подчеркнуть, что апатит-магнетитовые руды, как правило, связаны не только с севитами, но и с бефорситами (кальцит-доломитовые карбонатитами), что отличает их от апатит-карбонатного типа оруденения.

Главными рудообразующими минералами апатит-магнетитовых руд нельсонитового типа являются апатит и магнетит. кальцит и доломит выполняют роль связующей массы, заполняя межполосковые пространства и интерстиции рудообразующих минералов. Апатит в рудах мелкозернистый (0,5–1 мм), равномерно рассеян (20–30%) совместно с магнетитом (10–30 %) или концентрируется вблизи полосчатых магнетитовых агрегатов, содержание которых увеличивается к центральной части нельсонитового тела. Наряду с полосчатыми выделениями магнетита развиты пятнистые его обособления с апатит-биотитовой оторочкой, что определяет пятнисто-полосчатую текстуру богатых апатит-магнетитовых руд, отмечаемую, кстати сказать, и в рудном комплексе Ковдора (Багдасаров, 1985). Среднее содержание железа в апатит-магнетитовых рудах составляет 17,5%.

Термобарогеохимические исследования минералов карбонатитового комплекса показали, что в щелочных породах и карбонатитах присутствуют три генерации апатита: раннемагматический, кристаллизовавшийся из силикатного расплава при температурах 1000–1100 °С, позднемагматический, кристаллизация которого происходила из солевого расплава при температурах 700–850 °С и аутометасоматический, отлагавшийся из флюида в пределах 650 – 400 °С (Романчев, Бочаров, 1990).

Апатит-магнетитовые руды нельсонитового типа, являются заключительными дифференциатами карбонатитового расплава, отделение которых от основного объема кристаллизующейся магмы возможно как на глубине, так и в камере современного залегания.

Ликвационная природа апатит-магнетитовых руд подтверждается их полосчатой и полосчато-шлировой текстурой, наблюдаемой во многих карбонатитовых массивах, в том числе и в карбонатитах Курского блока Воронежского массива.

Накопление апатита сопровождается практически весь сложный и многоэтапный процесс карбонатитообразующей системы, начиная с кристаллизации силикатных парагенезисов и заканчивая экзоконтактной фенитизацией.

Перспективы апатитоносности карбонатитового комплекса КМА не исчерпываются Дубравинским месторождением (Бочаров, 2011). В пределах Курско-Белгородского блока в непосредственной близости к Дубравинскому интрузивному массиву, выявлены Петровское и Северо-Волотовское щелочно-карбонатитовые тела, аналогичные по структурно-формационному положению и внутренней структуре Дубравинскому массиву. Немногочисленные, пока еще предварительные данные свидетельствуют о возможности обнаружения в них комплексных апатитовых руд.

Багдасаров Ю.А. Вертикальная зональность Ковдорского апатит-магнетитового месторождения // Геология рудных месторождений, 1985. – Т. XXVII, № 4. – С.41–49.

Бочаров В.Л., Багдасарова В.В., Белых В.И. Апатитоносность карбонатитового массива КМА. Известия АН СССР. Серия Геология, 1986. № 9. С. 81–88.

Бочаров В.Л., Фролов С.М. Апатитоносные карбонатиты КМА. Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 1993. – 123 с.

Бочаров В.Л. Новые фосфатно-рудно-редкоземельные месторождения центральной России. Регион: системы, экономика, управление, 2011. № 2. С. 190–197.

Романчев Б.П., Бочаров В.Л. Генетические типы апатита Дубравинского массива КМА // Геохимия. 1990. № 7. С. 1047–1052.

Щеголев И.Н., Бочаров В.Л. Геодинамические режимы и металлогения раннего докембрия Воронежского кристаллического массива // Геологический журнал. 1990. № 6. С.74–84.

## **ULTRAMAFITE-CARBONATITE MAGMATISM OF THE KURSK BLOCK OF THE VORONEZH CRYSTALLINE MASSIF**

V.L. Bocharov

Voronezh State University, Voronezh, Russia, gidrogeol@mail.ru

Carbonatite deposits of apatite are spatially and genetically associated with annular or linear fissure array of alkaline ultrabasic rocks, while in the contours of the ore-bearing formations combined alkaline ultrabasic, alkaline primary, middle and alkaline carbonate magmatic series - derivatives of a single mantle magma. Apatite deposits in carbonatite complexes are quite numerous, and even now play a role in the overall balance of agrochemical raw materials of the country. It should be noted that the complex ore deposits carbonatitic includes besides apatite, magnetite, ilmenite, mica, rare metals, rare earths, strontium.

\*\*\*\*

## РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ОЛИВИНОВ ПО ДАНЫМ LA-ICP-MS

Н.В. Брянский, А.С. Мехоношин

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия

Оливин играет особую роль в понимании геологии Земли и верхней мантии, процессов зарождения и эволюции мантийных расплавов. Он является главным породообразующим минералом перидотитов, и первым силикатным минералом, который кристаллизуется практически из всех первичных мантийных магм. Поэтому изучение состава оливина имеет большое значение для расшифровки истории плавления мантийных пород и кристаллизации магм. В отличие от других минералов перидотитов, оливин характеризуется наибольшей простотой химического состава. И, главным образом, вариации содержания форстеритового минала ( $Mg/(Mg+Fe)$ ) широко используются для определения состава исходных магм и степени их фракционирования. Содержание микроэлементов в оливинах до сих пор плохо изучено. Это связано с тем, что концентрации многих элементов намного ниже пределов обнаружения и поэтому в значительной степени не доступны для определения с помощью электронного микрозонда, которым кроме Si, Fe и Mg обычно определяются Ni, Mn и, реже, Cr, Ca, Al и Co, с применением специальных методик (Sobolev et al., 2005; 2008).

В последние десятилетия намечается некоторый прогресс в изучении редких элементов в оливине, благодаря появлению новых методов анализа, например таких как LA-ICP-MS, позволяющих анализировать на уровне мг/т (Witt-Eickschen, O'Neill, 2005; Foley et al., 2011; 2013).

Нами были изучены оливины из перидотитов различного генезиса: лерцолитовых мантийных включений (вулканы Шаварым-Царам и Харго (Монголия)), реститовых гипербазитов Приольхонья и Кемпирсайского массива (Казахстан), дунит-перидотитовых и перидотит-габбровых массивов Восточного Саяна.

Данные были получены на комплексе LA-ICP-MS, состоящем из квадрупольного масс-спектрометра NexION 300D (Perkin Elmer, USA) и лазерной платформы NWR-213 (New Wave Research, USA) при следующих параметрах съёмки: прибор был настроен по стандартным растворам согласно руководству по эксплуатации, использовались алюминиевые конуса, лазер был предварительно прогрет, частота лазера составила 10 Гц, диаметр луча 50 мкм, полное время работы лазера по образцу 90 секунд, в том числе 30 секунд - измерение фонового сигнала без учёта матрицы, энергия составила 0,43

мДж (плотности энергии 22 Дж/см<sup>2</sup>. Расчёт производился по стандартам NIST SRM 610-616. Нормирование сигнала производилось на кремний 27 по значениям, полученным ранее другими методами по этой области. Результаты анализа представлены в таблице.

Таблица. Редкоэлементный состав оливинов (г/т)

Элемент	Li	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni
Изотоп	7	43	45	47	51	52	55	59	60
Мантийные ксенолиты									
88-144	1,2	630	0,1	30	2,6	160	500	110	2200
88-154	0,8	460	0,1	40	2,8	30	540	120	2700
88-163	2,2	500	0,1	30	4,1	60	600	130	2800
Реститовые гипербазиты									
04-61	0,9 2	368	0,2	7	10,6	80	310	80	1300
04-67	0,9 9	958	0,0	2	0,4	20	200	40	1000
04-77	0,5 6	404	0,1	1	0,2	20	230	60	1400
83-1030	0,5 5	229	0,1	1	0,2	4	290	70	1600
Дунит-перидотитовые массивы									
ML-11	0,9	700	0,1	230	6,3	300	660	110	3170
ML-50	0,5	1300	0,2	500	16,9	2500	570	120	3050
ML-112	1,3	750	0,2	200	12,9	210	840	120	2800
ML-269	0,5	450	0,0	60	1,7	200	600	130	3000
14-65	2,5	710	0,2	90	3,2	210	760	150	2800
14-67	2,4	360	0,2	50	2,4	210	650	130	2900
14-77	3,5	860	0,2	130	3,5	190	650	120	2800
14-115	4,8	130	0,1	2060	3,8	20	2100	200	1300
Перидотит-габбровые массивы									
17-13	1,1	2040	0,3	750	23,8	450	420	60	1000
93-86	1,5	280	0,1	10	0,5	20	460	70	900

Оливины реститовых гипербазитов предсказуемо характеризуются самыми низким уровнем и узким диапазоном вариаций содержания большинства элементов, по сравнению с оливинами мантийных ксенолитов и дифференцированных интрузий. Значительные колебания наблюдаются для Ca, V, Sc и Cr, которые на данном этапе исследований не могут быть однозначно объяснены.

Наибольший интерес представляют данные по оливинам из дунит-перидотитовых и перидотит-габбровых интрузий Восточного Саяна. Редкоэлементный состав оливина массива Медек, подтверждает, сделанный нами ранее вывод об его опрокинутом залегании (Мехоношин и др., 2018). Содержание Ti в оливине от предполагаемой подошвы к кровле массива растёт от 50 до 2060 г/т, а Cr уменьшается с 200 до 20 г/т, при этом величина Ni/Co отношения уменьшается с 22 до 6.

Стоит отметить, что в целом для оливинов из реститовых гипербазитов и мантийных лерцолитов величина Ni/Co отношения варьирует в довольно узком диапазоне 18-25, а в оливинах из дифференцированных интрузий изменяется от 6 до 30.

Очевидно, что представленные результаты только намечают перспективные направления для дальнейших исследований. Пополнение базы данных по редкоэлементному составу оливинов из ультраосновных пород различного генезиса позволит выйти на новый уровень петрологических построений.

Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Дорошков А.А. Геохимическая модель формирования платиноносного дунит-верлитового массива Медек (Восточный Саян, Россия) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 12. С. 2011-2026.

Foley S.F., Jacob D.E., O'Neill H.S.C. Trace element variations in olivines from Ugandan potassic rocks as clues to the chemical characteristics of parental magmas // Contrib. Mineral. Petrol. 2011. Vol. 162. P. 1–20.

Foley S.F., Prelevic D., Rehfeldt T., Jacob D. E. Minor and trace elements in olivines as probes into early igneous and mantle melting processes // Earth Planet. Sci. Lett. 2013. Vol. 363. P. 181-191.

Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield Basalts // Nature, 2005. 434, 590-597.

Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Pokhilenko N.P., Kuzmin D.V., Sobolev A.V. Olivine inclusions in Siberian diamonds: high-precision approach to minor elements // Eur. J. Mineral. 2008. Vol. 20. P. 305–315.

Witt-Eickschen G., O'Neill H.S. The effect of temperature on the equilibrium distribution of trace elements between clinopyroxene, orthopyroxene, olivine and spinel in upper mantle peridotite // Chem. Geol. 2005. Vol. 221. P. 65–101.

#### **THE TRACE ELEMENT COMPOSITION OF OLIVINE BY LA-ICP-MS**

N. V. Bryansky, A.S. Mekhonoshin

Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia, nik@igc.irk.ru

Olivines of restitic hyperbasites are characterized by the predictable low level and narrow range of variations of the contents of most elements, compared to the olivine of mantle xenoliths and differentiated intrusions. The composition of the olivine of the Medek intrusion, confirms the made earlier conclusion about the inverted bedding. The content of Ti in olivine from the bottom to the top of the intrusion increase from 50 to 2060 ppm, and Cr decreases from 200 to 20 ppm, while the value of Ni/Co ratio decreases from 22 to 6.

\*\*\*

#### **ПЛАТИНОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ВЕРХ-НЕЙВИНСКОГО УЛЬТРАОСНОВНОГО МАССИВА (СРЕДНИЙ УРАЛ): ПЕРВИЧНЫЕ И ВТОРИЧНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ И НОВЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ВИДЫ**

Д.А. Варламов<sup>1</sup>, В.В. Мурзин<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия;  
dima@iem.ac.ru

<sup>2</sup>Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия; murzin@igg.uran.ru

Верх-Нейвинский массив офиолитовых гипербазитов (Средний Урал, расположен в 70 км севернее г. Екатеринбург) и, по некоторым представлениям, является южным флангом зоны главного Уральского разлома на Среднем Урале. Массив обладает зональной структурой (Алексеев, 2005; Мурзин, 1999), в нем выделены два основных комплекса: более древний «внутренний» дунит-гарцбургитовый (возраст –  $O_3-S_1$ ) и более поздний «внешний» полосчатый дунит-клинопироксенит-габбровый (возраст –  $S_2-D_2$ ). Основным источником платиноидов, вероятно, служат мелкие тела хромититов, приуроченные к внутренней части массива. Находки минералов платиновой группы (МПГ) редки, поэтому главным объектом исследований стали зерна МПГ из современных и олигоцен-плиоценовых россыпей, разрабатывающихся (главным образом на золото) с 1819 года (эти россыпи послужили источником первых находок невянскаита).

Детальное описание минералогии основных типов минеральных фаз МПГ и золота из россыпей массива сделано в работах (Мурзин, 1999; Баданина, 2013), здесь же сообщаются последние аналитические данные по находкам новых фаз МПГ либо с ранее не описанными в литературе составами, либо не диагностированными ранее для россыпей в обрамлении Верх-Нейвинского массива.

Минералогия элементов платиновой группы (ЭПГ) Верх-Нейвинского массива во многом отличается от платиноидов классических зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Урала и Камчатки (Пушкарёв, 2007; Толстых, 2011; Малич, 2017; Степанов, 2017) наличием большого количества минералов осмий-иридий-рутениевого тренда, преобладанием «железистой платины» с распадными структурами в Pt-Fe ассоциациях и присутствием целого ряда нехарактерных для указанных массивов МПГ.

Среди МПГ выделяются две устойчивые генетические ассоциации: (1) первичные, представленные самородными элементами и интерметаллидами рядов (а) Os-Ir-Ru с трендами составов Os-Ir и (Os,Ir)-Ru, а также магматическими сульфидами ряда эрликманит-лаурит; и (б) Pt-Fe-(Cu,Ni)-(Rh,Ir,Pd) сплавы и «пентландитоподобные» Fe-Ni сульфиды (вплоть до моносльфидов PGE+Fe,Ni,Cu : S ~ 1) с высокими (до 14 вес. %) содержаниями ЭПГ (обычно Ir и Rh). Основная доля индивидов Pt-Fe состава второй ассоциации представлена сплавами железистой платины («ферроплатины») с составом, весьма близким Pt<sub>2</sub>Fe(±Cu,Ni), обычно содержащими структуры распада в виде пластин (Cu,Ni)-тетраферроплатины (в отличие от большинства платиноидов тагильских массивов, где вариации составов «ферроплатины» отвечают широкому спектру соотношений Pt vs. Fe+Ni+Cu). «Ферроплатина» обрастает каймами высокомедистой тетраферроплатины вплоть до туламинита, реже встречается никелистая «ферроплатина» вплоть до ферроникельплатины. Часть «ферроплатины» и тетраферроплатины обогащена иридием (до 8 мас.%, редко – до 27 мас.%) и сурьмой (до 7%).

Различные фазы Os-Ir-Ru состава встречаются в виде включений в минералах группы Pt-Fe-(Cu,Ni), причем иногда эти включения несут следы коррозии или растворения. Обратные соотношения обнаруживаются весьма редко, что может указывать на более поздний генезис минералов группы Pt-Fe. Обе ассоциации (особенно вторая) сопровождаются широким спектром новообразованных самородных элементов, интерметаллидов, стибнидов, арсено- и сульфостибнидов, германидов и германо-арсенидов, теллуридов, комплексных арсенидов МПГ (преимущественно Pd, Rh, Ir), плюмбидов в виде вростков,

срастаний, включений в основные минералы первичных ассоциаций. Как правило, первичные Os-Ir-Ru индивиды содержат небольшое количество включений и сростков (интерметаллиды, сульфиды, арсениды), индивиды же группы платины, наоборот, несут разнообразнейший спектр включений, распадных структур, сростков, обрастаний и т.п.

(2) вторичные коррозионно-реакционные комплексы минералов МПГ, образующие хорошо сохранившиеся (благодаря малым расстояниям сноса и ложковому характеру россыпей) каймы мощностью до 300 мкм на зернах МПГ первичных ассоциаций. Комплекс вторичных минералов МПГ сформирован в процессах химической коррозии зерен первичных парагенезисов, иногда замещая их нацело или обрастая их вновь образованными фазами.

Наиболее характерны вторичные каймы для группы первичных Os-Ir-Ru фаз, в некоторых россыпях они присутствуют на 50-60% зерен. Сложены каймы в этом случае Os-Ir-Ru сульфидами, арсенидами и сульфоарсенидами, сульфо- и арсеностибнидами, регенерированными чистыми металлами и интерметаллидами Os-Ir-Ru, а также более редкими фазами родия. Каймы имеют хорошо выраженную зональность: арсениды и сульфоарсениды Ir, Os, Ru в смеси с практически чистым осмием → смесь сульфоарсенидов и сульфидов → сульфиды, сульфостибниды и новообразованные интерметаллиды, например, OsIr<sub>2</sub> или чистые Os и Ru → многозональные идиоморфные лаурит-эрликманиты. В ассоциации Pt-Fe (Ni,Cu) коррозионно-реакционные каймы редки (если к ним не относить каймы туламинита, тетраферроплатины и ее вариаций с высокими содержаниями Cu и Ni). В некоторых случаях наблюдается образование перекристаллизованных кайм следующего типа: по «ферроплатине» растут кристаллы тетраферроплатины, которые в свою очередь обрастают губчатой изоферроплатиной.

Как уже сказано, первичные Os-Ir-Ru индивиды содержат небольшое количество включений и сростков (интерметаллиды, сульфиды, арсениды), зато зачастую обрастают внушительными вторичными каймами. Индивиды же группы Fe-Pt, наоборот, несут очень широкий спектр включений различных фаз МПГ, структур распада твердых включений, сростков, обрастаний, но гораздо реже имеют выраженные каймы новообразованных МПГ.

Здесь (рис. 1) показаны типичные варианты «экзотичных» по составу включений в базовые типы МПГ обоих типов. Вновь найденные фазы обладают размером в 10-100 микрон, выглядят гомогенными, имеют устойчивые стехиометрические составы.



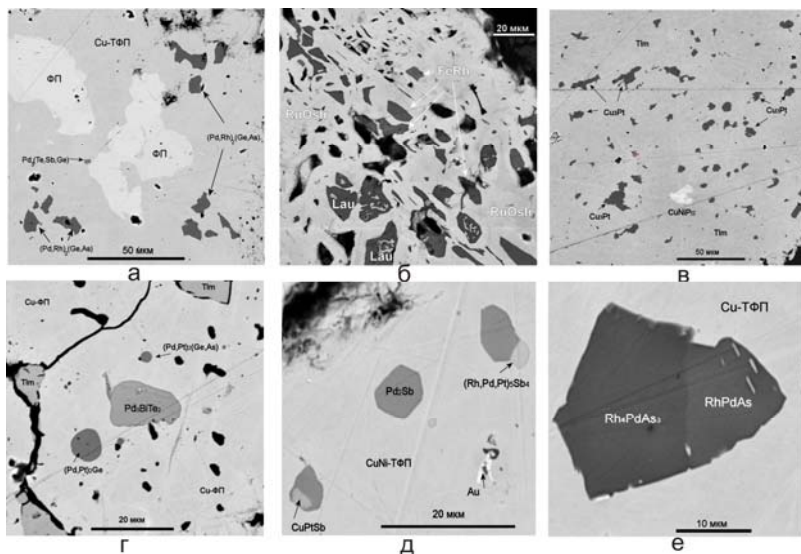


Рис. 1. Минеральные фазы МПГ (ТФП – тетраферроплатина, ФП – ферроплатина): (а) германиды и германоарсениды в Cu-ТФП; (б) Rh-аналог ТФП (RhFe) в Os-Ir-Ru, Lau - лаурит; (в) Pt-аналог нильсенита ( $Cu_3Pt$ ) в туламиините (Tlm); (г) германиды и висмутотеллурид Pd в Cu-«ферроплатине»; (д) стибниды Pd-Pt и золото в CuNi-ТФП; (е) Rh-Pd арсениды в Cu-ТФП.

Приведены в основном вновь найденные или ранее не описанные фазы (табл. 1). Многие из них являются родий- и сурьма-специфичными, что связано с особенностями МПГ-специализации Верх-Нейвинского массива.

Интересно отметить наличие в «ферроплатине» зон, обогащенных золотом, и прожилков золота от электрума до высокопробного золота, иногда медьсодержащего, что указывает на возможное сонахождение золота и платиноидов при кристаллизации рудной минерализации Верх-Нейвинского массива.

Таблица 1. Ранее не описанные в литературе или вновь найденные фазы МПГ

Самородные элементы и интерметаллиды	<p>(1) Os-Ir-Ru ассоциация – в сложных каймах в зонах ирарситового и эрликманит-лауритового составов встречаются выделения вновь образованных химически чистых <b>Os</b> и (реже) <b>Ir</b> и <b>Ru</b> размером 10-30 мк, а также фазы устойчивого состава <b>OsIr<sub>2</sub></b> – до 50 мк. В матрице рутениридоосмина встречены гомогенные включения до 20-30 мк родиевого аналога тетраферроплатины – <b>RhFe</b>.</p> <p>(2) Pt-Fe-(Cu,Ni) ассоциация – в медистой платине установ-</p>
--------------------------------------	--

	<p>лены гомогенные выделения до 20-30 мк Pt-аналога нильсенита – <math>\text{Cu}_3\text{Pt}</math> и промежуточные фазы состава <math>\text{Cu}_3(\text{Pd,Pt})</math>; Fe-содержащего скергаардита <math>\text{PdCu}</math>. Включения минералов золота от практически чистого <math>\text{Au}</math> до <math>\text{Ag}_2\text{Au}_3</math> или медистого (7-10% Cu) золота, а также новообразованной химически чистой <math>\text{Pt}</math></p> <p>В никелистой «ферроплатине» установлено частое присутствие иридиевых аналогов «ферроплатины» (<math>\text{FeIr}_2</math> и <math>\text{Fe}(\text{Ir,Pt})_2</math>)</p>
Сульфиды	Встречены обогащенные платиноидами Fe-Ni пентландитоподобные составы (вплоть до моносульфидов $\text{PGE}+\text{Me}$ ; $\text{S} \sim 1$ ) с содержаниями Ir до 14%, до 11% Rh
Сульфоарсениды	В коррозионно-реакционных каймах зерен Os-Ir-Ru состава встречены зоны до 10-30 мк, сложенные практически чистыми руарситом $\text{RuAsS}$ , осарситом $\text{OsAsS}$ и холлингвортитом $\text{RhAsS}$ ; фазы ряда платарсит $\text{PtAsS}$ – холлингвортит встречены в форме включений и сростков в индивидах «ферроплатины».
Германиды и германоарсениды	Включения до 25 мк в высокомедистой «ферроплатине» германиевых минералов $(\text{Pd}_{1,5}\text{Rh}_{0,6})_{2,1}(\text{Ge}_{0,5}\text{As}_{0,5})$ с примесью теллура до 2-3%, $(\text{Pd}_{1,6}\text{Pt}_{0,4})_2(\text{Ge}_{0,7}\text{As}_{0,3})$ до $(\text{Pd,Rh})_2\text{Ge}$ .
Стибниды и сульфостибниды	В каймах осмиридов найден толовкит $\text{IrSbS}$ (до 200 мк). В качестве каемок и включений до 10-30 мк в зернах никелисто-медистой тетраферроплатины выявлены ранее не описанные фазы составов $(\text{Cu,Ni})\text{Pd}_2\text{Sb}$ и $\text{CuRh}_2\text{Sb}$ , рядов $\text{RhSb}-(\text{Rh,Ru})\text{Sb}-(\text{Rh,Ni})\text{Sb}$ , фазы $\text{RhNiSb}_2$ , $\text{CuPtSb}$ , разнообразные вариации стибнидов платины и палладия $\text{Pd}_x\text{Sb}_y$ и $\text{Pt}_x\text{Sb}_y$
Арсениды	В медистой «ферроплатине» выявлены Rh-аналог меньшиковита – $\text{Rh}_3\text{Ni}_2\text{As}_3$ , арсениды $\text{Rh}_4\text{PdAs}_3$ и $\text{RhPdAs}$ . В никелистой «ферроплатине» установлены включения, отвечающие меньшиковиту $\text{Pd}_2\text{Ni}_6\text{As}_3$ , маякиту $\text{PdNiAs}$ и его родиевому аналогу $(\text{Pd,Rh}_{>0,5})\text{NiAs}$ . Наряду с частым сперилитом $\text{PtAs}_2$ найдены его высокородиевые аналоги $(\text{Rh}_{>0,7}, \text{Pt})\text{As}_2$ .
Арсеноантимониды	В виде индивидов до 130 мк и включений в «ферроплатине» - изомертиит $\text{Pd}_{11}\text{As}_2\text{Sb}_2$ (а также каймы по нему фазы $\text{Pd}_9(\text{As,Sb})_2\text{Hg}_3$ ). В никелистой «ферроплатине» вместе с звягинцевитом выявлена фаза состава $\text{Pd}_9\text{PbAsSb}$ .
Теллуриды	С германо-арсенидами встречены фазы состава $\text{Pd}_3\text{BiTe}_2$ и $\text{Pd}_3\text{Te}_{0,7}(\text{Sb,Ge})_{0,3}$
Плюмбиды	В никелистой «ферроплатине» в ассоциации с изомертиитом, серебристым золотом, арсенидами палладия и никеля встречены звягинцевит $\text{Pd}_3\text{Pb}$ и фаза состава $\text{Pd}_9\text{PbAsSb}$

*Исследования проведены в рамках государственного задания (AAAA-A18-118020590151-3) и при поддержке РФФИ (грант 18-05-00988а).*

Алексеев А.В. Условия формирования и состав хромитовых руд Алапаевского, Верх-Нейвинского и Верблюжьегогорского альпино-типных ультраосновных массивов Урала // Автореф. дисс. канд.г.-м.н., Екатеринбург, 2005

Баданина И.Ю., Малич К.Н., Мурзин В.В., Хиллер В.В., Главатских С.П. Минералого-геохимические особенности платиноидной минерализации Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива (Средний Урал, Россия) // Труды ИГиГ УрО РАН. Вып. 160. 2013. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. с.188-192.

Малич К.Н., Степанов С.Ю., Баданина И.Ю., Хиллер В.В. Коренная платиноидная минерализация зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала // Докл. Ак. наук, 2017. Т 476. № 4. С. 440-444.

Мурзин В.В., Сустанов С.Г., Мамин Н.А. Золотая и платиноидная минерализация россыпей Верх-Нейвинского массива альпино-типных гипербазитов (Средний Урал). Екатеринбург: УГГГА, 1999, 93 с.

Пушкарёв Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Заккарини Ф. Хром-платиновое оруденение нижнетагильского типа на Урале: структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера. 2007. № 3. С. 28-65.

Степанов С.Ю., Малич К.Н., Козлов А.В., Баданина И.Ю., Антонов А.В. Платиноидная минерализация Светлоборского и Вересовоборского клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала (Россия) // Геология рудных месторождений. 2017. Т.59. № 3. С 238-250.

Толстых Н.Д., Телегин Ю.М., Козлов А.П. Коренная платина Светлоборского и Каменушенского массивов Платиноносного пояса Урала // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 6. С. 775-793.

## **PGE MINERALIZATION VERKH-NEYVINSKIY ULTRABASIC MASSIF (MIDDLE URALS): PRIMARY AND SECONDARY PARAGENESES AND NEW MINERAL SPECIES**

D.A. Varlamov<sup>1</sup>, V.V. Murzin<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Russia; dima@iem.ac.ru

<sup>2</sup>Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg, Russia; murzin@igg.uran.ru

The new data on PGM minerals from the alluvial gold-platinum placers located within the Verkh-Neivinsk massif (Middle Urals) are provided. Primary PGM minerals fall into to two basic systems: Os-Ir-Ru ( $\pm$  Pt,Rh) and Pt-Fe ( $\pm$

Cu,Ni,Ir,Rh,Pd), which are accompanied by a wide range of the minor PGM mineralization (as inclusions and aggregates: alloys and intermetallides, arsenide and sulphoarsenide, germanium-arsenides, stibnides, plumbides, high-PGE sulfides etc.), and a developed assemblages of secondary PGM minerals in the well preserved corrosion-reaction rims of primary minerals.

\*\*\*\*

## НЕСТАЦИОНАРНЫЕ ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ РАСЧЁТЫ В ДИАПАЗОНЕ ПЛЮМОВАЯ АДИАБАТА–ГЕОТЕРМА

В.И. Васильев, Н.С. Жатнуев, Е.В. Васильева

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, geovladi@ginst.ru

Температурный профиль оси симметрии мантийного плюма принято упрощать до адиабатического, например, как в работе (Петрищевский, 2016):

$$\frac{dT}{dP} = \frac{\beta T}{\rho c_p}, \quad (1)$$

где  $T$  – температура,  $P$  – литостатическое давление,  $\rho$  – плотность среды,  $c_p$  – теплоёмкость при постоянном давлении,  $\beta$  – коэффициент объёмного расширения.

Многообразие предлагаемых в тематической литературе моделей плюмов по сути сводится к различному распределению полей теплофизических свойств среды между этой адиабатой и термически невозмущённой окружающей средой, сохраняющей температурный профиль региональной геотермы. Следовательно, это – задача теплопереноса, и решение её для кондуктивного случая равносильно решению уравнения (Кузнецов, Шеремет, 2007):

$$\rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right)$$

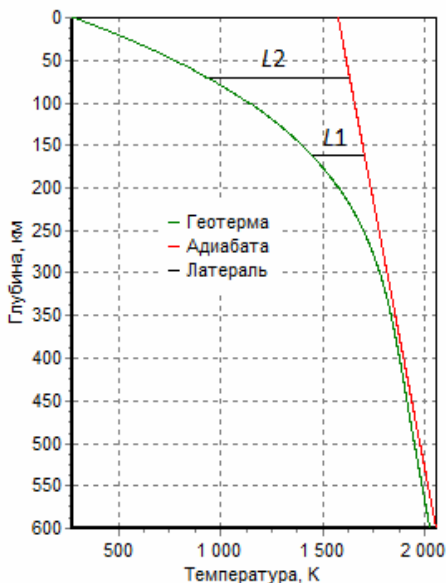


Рис. 1. Геотерма по (Уилли, 1983) и гипотетическая адиабата. Латераль  $L1=L2$ . Диаграмма Vladi Gead 2.0.

, (2)

где  $t$  – время,  $\lambda$  – коэффициент теплопроводности среды,  $x, y, z$  – пространственные координаты (длина, ширина и глубина соответственно). Общепринято решать такие уравнения, используя различные разностные схемы, требующие многоитерационных вложенных циклов. Принимая во внимание, что при движении плюма (изменении начальных и граничных условий) решение этого уравнения приходится производить множество раз, а при учёте неравномерного конвективного теплопереноса количество решений возрастает на порядки, констатируем, что такой подход крайне неэкономичен при использовании доступных вычислительных мощностей и программного обеспечения. Эта ограниченность определяет необходимость поиска дополнительных аппроксимаций, которые, тем не менее, дают результаты достаточной точности.

Условимся называть геотермой любой вертикальный профиль температур, принимаемый за начальный, до возмущения его поднимающимся плюмом, а адиабатой – вертикальный температурный профиль оси симметрии плюма. Латералью назовём горизонтальное расстояние  $L$  (в единицах длины) от адиабаты до геотермы. Рассмотрим диаграмму с графиками геотермы и адиабаты, которые будут одинаковы для любого направления латерали (рис. 1). Перейдём от прямоугольной системы координат  $(x, y, z)$  к цилиндрической  $(x_L, \varphi, z)$  с одним распределением теплофизических свойств по латерали при любом угле поворота  $\varphi$ :

$$x_L = \sqrt{x^2 + y^2}, \quad \varphi = \arctg\left(\frac{y}{x}\right), \quad z = z \quad (3)$$

Таким образом, исключая  $\varphi$  как независимую координату, получаем вместо четырёхмерной  $(t, x, y, z)$  – трёхмерную систему  $(t, x_L, z)$  с координатой  $x_L$ , совпадающей с латералью.

Предположим, что горизонтальный, термически тонкий, теплоизолированный с боковой поверхности стержень из материала мантии, равный по длине латерали  $L$ , равномерно и последовательно поднимается с глубины  $H$  к поверхности. При скорости подъёма  $v = \text{const}$ , пространственную вертикальную и временную координаты можно связать через соотношение:

$$\Delta t = \frac{\Delta z}{v}, \quad (4)$$

где  $\Delta t$  – длительность шага по времени,  $\Delta z$  – шаг по вертикали. Таким образом, мы «совместили» временное ( $t$ ) и пространственное ( $z$ ) измерения, получив вместо трёхмерной  $(t, x, z)$  – двумерную систему  $(t, x)$ . При описанной модификации систем измерения появляет-

ся существенная проблема, суть и решение которой рассмотрим позже.

Под воздействием изменяющихся с глубиной тепловых потоков на концах стержня распределение температуры по его длине будет меняться во времени следующим образом:

$$\rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) + f(u, t, x) \quad (5)$$

$$\text{с граничными условиями} \begin{cases} u(t, x = 0) = \varphi_1(t) \\ u(t, x = L) = \varphi_2(t) \end{cases} \quad (6)$$

$$\text{и начальным условием } u(t = 0, x) = \xi(x), \quad (7)$$

где  $f$  – набор начальных и граничных условий,  $u$  – функция изменения температуры,  $\varphi_1(t)$  – профиль геотермы,  $\varphi_2(t)$  – профиль адиабаты,  $\xi(x)$  – исходное распределение температуры по латерали на глубине  $H$ .

Двумерное уравнение (5) решаем  $H/\Delta z$  количество раз, например, методом конечных разностей, используя явную или неявную разностную схему с методом прогонки. Другими словами, задача сводится к тому, чтобы на каждом шаге по глубине  $\Delta z$  рассчитать изменение распределения температуры в стержне  $L$  за время  $\Delta t$  при известных температурах на его концах (простая одномерная задача теплопереноса с граничными условиями второго рода). Время  $\Delta t$ , затрачиваемое на подъём на величину  $\Delta z$ , задаётся скоростью подъёма.

Для решения уравнения (5) разобьём стержень по длине на  $N-1$  равных промежутков длиной  $\Delta x$ , т.е. построим конечно-разностную сетку. Определим значение температуры в  $i$ -ом узле в момент времени  $t = t_n = n\Delta t$  как

$$T(x_i, t_n) = T_i^n.$$

Явная разностная схема (рис. 2, а) подразумевает расчёт неизвестной температуры в точке  $x_i$  на  $n$ -ом временном шаге на основе известных температур в точках  $x_{i-1}$ ,  $x_i$ ,  $x_{i+1}$  на предыдущем временном шаге  $n-1$ :

$$T_i^{n+1} = T_i^n + \frac{\lambda \Delta t}{c_p \rho} \left( \frac{T_{i+1}^n - 2T_i^n + T_{i-1}^n}{\Delta x^2} \right), \quad i = 1, \dots, N-1, \quad n \geq 0. \quad (8)$$

$$\text{с граничными условиями} \begin{cases} T_0^n = \varphi_1(t_n), n > 0 \\ T_L^n = \varphi_2(t_n), n > 0 \end{cases} \quad (9)$$

$$\text{и начальным условием } T_i^0 = \xi(x_i), i = 1, \dots, N-1. \quad (10)$$

Аппроксимация дифференциального уравнения (5) явной конечно-разностной схемой (8) с условиями (9), (10) выполнена с первым порядком по времени  $t$  и вторым по пространственной координате  $x$ . Чтобы решение конечно-разностной задачи сходилось к решению дифференциального уравнения, необходимо выполнение условия устойчивости разностной схемы, накладывающее ограничение на размер шага по времени:

$$\Delta t < \frac{c_p \rho \Delta x^2}{2\lambda} \quad (11)$$

Неявная разностная схема (рис. 2, б) подразумевает расчёт неизвестных температур в точках  $x_{i-1}$ ,  $x_i$ ,  $x_{i+1}$  на  $n$ -ом временном шаге на основе известной температуры в точке  $x_i$  на предыдущем временном шаге  $n-1$ . В результате аппроксимации частных производных соответствующими конечными разностями получаем следующую систему линейных алгебраических уравнений:

$$c_p \rho \frac{T_i^{n+1} - T_i^n}{\Delta t} = \lambda \left( \frac{T_{i+1}^{n+1} - 2T_i^{n+1} + T_{i-1}^{n+1}}{\Delta x^2} \right), \quad i = 1, \dots, N-1, \quad n \geq 0, \quad (12)$$

с начальными и граничными условиями (9, 10). Аппроксимация уравнения (5) конечно-разностной схемой (12) также выполнена с первым порядком точности по времени  $t$  и вторым по координате  $x$ . При этом неявная разностная схема является абсолютно устойчивой, т.е. можно проводить интегрирование с любым разностным шагом по времени  $\Delta t$ . Система имеет структуру трёхдиагональной матрицы и решается, например, методом прогонки.

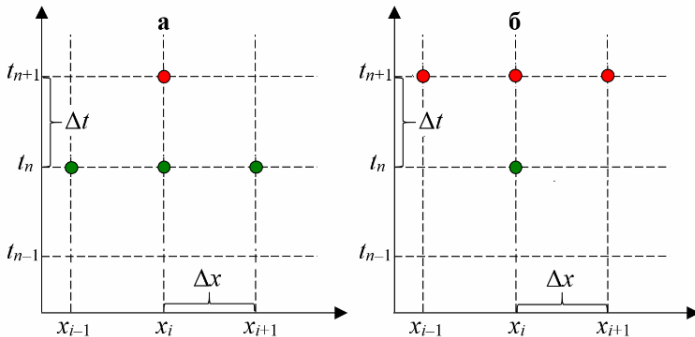


Рис. 2. Шаблон явной (а) и неявной (б) четырёхточечных разностных схем численного решения дифференциального уравнения одномерного теплопереноса. Пояснения в тексте.

Очевидно, что используемые в расчётах теплофизические вели-

чины – теплоёмкость  $c_p$ , теплопроводность  $\lambda$  и плотность  $\rho$  значительно изменяются с температурой и с глубиной. Теплоёмкость пород мантийного состава при различных температурах можно определять согласно (Berman, Aranovich, 1996) и (McKenzie et al., 2005) по эмпирической формуле:

$$c_p(T) = 1618.27 - \frac{12538.9}{\sqrt{T}} - \frac{173.7 \cdot 10^7}{T^3} \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot \text{К}), \quad (13)$$

где  $T$  – температура в кельвинах. Зависимость между теплопроводностью разогретых пород и температурой хорошо описывается формулой А.В. Тихомирова (Теплофизические..., 1987):

$$\lambda(T) = 0.047 \lambda_0^{4.98} T^{0.17 \lg T - 1.61 \lg \lambda_0 + 0.12}, \quad (14)$$

что проверено нами в результатах расчётов распределения температурных полей в магматогенно-гидротермальных системах (Жатнуев и др., 2012) и при эволюции мантийно-коровых мигрантов (Васильев и др., 2019). В уравнении (14)  $\lambda_0$  – это теплоёмкость при  $T = 293\text{К}$ .

Приведённый метод расчёта температурных полей в диапазоне плюмовая адиабата–геотерма реализован авторами на языке C++ в программном продукте Vladi Gead 2.0.

Теперь рассмотрим упомянутую ранее проблему, возникающую при совмещении координат времени и глубины. Как видно из рассмотренных разностных схем, на каждом последующем временном слое  $t_{n+1}$  используются значения из предыдущего временного слоя  $t_n$ , но не из нижележащего по пространственной координате. Таким образом, в решениях уравнения (5) отсутствует пространственная преемственность теплопередачи – как, если бы действительно существовал лишь один изолированный по длине стержень, на концах которого изменялась бы температура. На самом же деле от нижележащих пространственных слоёв на каждом временном шаге тепловой поток продолжается и зависит от шага по глубине, перепада температуры и теплопроводности среды (Китайгородский, 1973):

$$q = -\lambda \frac{dT}{dz}. \quad (15)$$

Таким образом, для пространственной преемственности временных слоёв при каждом из  $N/\Delta z$  решении уравнения (5) нужно задавать начальное приближение  $T_i^0 = \xi(x_i), i = 1, \dots, N-1$  как некоторую функцию от предыдущего решения уравнения. Эта функция была исследована при отладке и тестировании Vladi Gead 2.0 (рис. 3) и может быть описана как аналогия внутреннего трения (кинематической вязкости среды):



$$\frac{d\xi}{dz} = \psi \left( \frac{1}{\varepsilon} \cdot \frac{\lambda \rho}{c_p} \right), \quad (16)$$

где  $\psi$  – функция, аналогичная вязкости,  $\varepsilon$  – коэффициент, пропорциональный показателю адиабаты. Действительно, в физике давно принята аналогия теплопроводности и самодиффузии (внутреннего течения) в газах и жидкостях (Путилов, 1963), также известная как аналогия Рейнольдса. Как показано в работе (Афанасьев и др., 2011), она может использоваться и для твёрдых сред, но требует дальнейшего, более глубокого исследования, что, в свою очередь, позволит развивать предложенный метод для моделирования конвективного теплопереноса в мантии. Действительно, изучая левую диаграмму (рис. 3), мы наблюдаем начало конвективного развития температурного поля вверх в средней части разреза, аналогичного вязкому течению (передаче импульса). Далее его развитие ограничивают краевые условия. На правой диаграмме показано расчётное распределение температуры без пространственной передачи импульса.

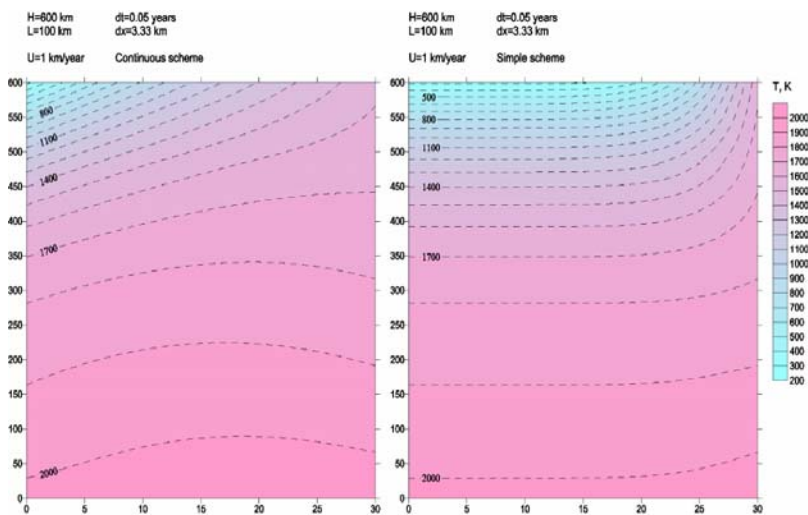


Рис. 3. Расчётные диаграммы температурного разреза верхней мантии. Слева: с учётом пространственной передачи импульса (вертикальная ось совмещает время и расстояние по глубине). Справа: без такого учёта (вертикальная ось времени). По горизонтальной оси отложена латераль: 0 – геотерма, 30 – плюмовая адиабата.

*Работа выполнена в рамках проекта IX.136.1.2 НИР ПФНИ ГАН «Исследование факторов, определяющих закономерности развития сейсмического процесса и сейсмическую опасность Прибайкалья», № государственной регистрации АААА-А16-116121550016-3.*

Афанасьев В.Н., Бурцев С.А., Егоров К.С., Кулагин А.Ю. Цилиндр в пограничном слое плоской пластины // Вестник МГТУ им. Н.Э. Баумана. 2011. № 2. С. 3–22.

Васильев В.И., Васильева Е.В., Жатнуев Н.С., Санжиев Г.Д. Параметры образования и эволюции мантийно-корового мигранта // Геоинформатика. 2019. № 2. С. 34–42.

Жатнуев Н.С., Рычагов С.Н., Васильев В.И., Васильева Е.В. Влияние реологических свойств земной коры на локализацию рудообразующих гидротермально-магматических систем // ВиС. 2012. № 3. С. 59–72.

Кузнецов Г.В., Шеремет М.А. Разностные методы решения задач теплопроводности. – Томск: ТПУ, 2007. 172 с.

Петрищевский А.М. Реологическая и геотермическая характеристики Охотоморского плюма // Известия ТПУ. Инжиниринг георесурсов. 2016. Т. 327. № 2. С. 65–76.

Путилов К.А. Курс физики. Т. 1. М.: Физматлитгиз, 1963. 560 с.

Теплофизические свойства горных пород / В.В. Бабаев и др. – М.: Недра, 1987. 156 с.

Уилли Р.Дж. Петрогенезис и физика Земли / Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С. 468–503.

Berman R.G., Aranovich L.Ya. Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO–MgO–CaO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–TiO<sub>2</sub>–SiO<sub>2</sub> // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. Vol. 126. P.1–24.

McKenzie D., Jackson J., Priestley K. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. N 233. P. 337–349.

## **NON-STATIONARY THERMOPHYSICAL CALCULATIONS IN THE RANGE OF PLUM ADIABATIC–GEOTHERM**

V.I. Vasiliev, N.S. Zhatnuev, E.V. Vasilieva

Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia, geovladi@ginst.ru

The application of methods of mathematical physics and logical approximations to the solution of problems of the distribution of temperature fields in a plume and the environment is considered. The four-dimensional problem (x, y, z, time) is reduced to two-dimensional (x, time) for a particular, but the most common case - the plume symmetry around the central axis and the uniform nature of its rise. The software product Vladi Gead 2.0 was developed for thermophysical calculations in the plume adiabat – geotherm range, which implements the described transformations. An analogy is shown of the vertical spatial interaction of temporary layers with internal friction (viscosity) of a medium, which can be used in calculating convective heat and mass transfer.

## **ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ БАЗАЛЬТОВЫХ РАСПЛАВОВ В КONTИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОГЕННЫХ УСЛОВИЯХ (НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ)**

А.А. Воронцов<sup>1,2</sup>, О.Ю. Перфилова<sup>3</sup>, О.М. Гринёв<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, voront@igc.irk.ru

<sup>2</sup>Иркутский Государственный университет, Иркутск, Россия

<sup>3</sup>Сибирский Федеральный университет, Красноярск, Россия, perfil57@mail.ru

<sup>4</sup>Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия, tomskgrom@yandex.ru

В конце силура – начале девона в северной части Алтае-Саянской складчатой области возникли многочисленные структуры рифтогенной природы (прогибы Минусинский, Агульский, Тувинский, Делюно-Юстыдский, Кузнецкого Алатау и северо-западной Монголии). В их пределах широкое развитие получили непрерывные базальт-андезит-трахит-риодацит-риолитовые ассоциации, характерные для активных континентальных окраин и бимодальные базальт-комендитовые со щелочными гранитами ассоциации, типичные для внутриконтинентальных рифтовых областей. Последние распространены локально и по объему уступают вулканитам непрерывных ассоциаций, являясь при этом их полными возрастными аналогами (Воронцов и др., 1997, 2015). Одновременное существование непрерывных и бимодальных ассоциаций, резко различающихся составами пород, поднимает ряд вопросов, связанных с оценками петрологических механизмов эволюции базальтовых расплавов для каждой ассоциации.

В качестве опорных объектов исследований были выбраны вулканиты Батеневского поднятия Минусинского прогиба, представляющие наиболее полную последовательность пород в непрерывных магматических ассоциациях, а также породы грабенов Озёрной зоны северо-западной Монголии, характеризующие состав и строение бимодальных магматических ассоциаций.

Вулканиты непрерывной ассоциации сохранились на восточном фланге поднятия, где распространены на площади более 600 кв. км. Вулканическая толща имеет суммарную мощность до 700 м и с угловым несогласием залегает на кембрю-ордовикском фундаменте. В свою очередь она перекрывается с размывом осадочными отложениями живетского яруса.

Вулканиты бимодальной ассоциации в северо-западной Монголии формировались совместно с осадочными комплексами внутри грабенов, которые сосредоточены в пределах обрамления раннекаледонской Озерной зоны и образуют линейные пояса, суммарной про-

тяжённостью около 420 км. Для грабенов характерны большие мощности (до 2200 м) слагающих их образований и выдержанность отдельных подразделений разрезов на значительных расстояниях. Интрузивными аналогами вулканитов являются щелочные граниты и базиты Халдзан-Бурегтейской группы массивов в западной Монголии, которые пространственно приурочены к крупному Алтанхухейскому разлому, разделяющему раннекаледонскую Озёрную зону от поздних каледонид Монгольского Алтая.

В непрерывной ассоциации базальты характеризуются величинами  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  - 3,4-4,6 мас. % при содержании  $\text{SiO}_2$  - 47,7-53,3 мас. %. По сравнению с ними трахибазальты и базальтовые трахиандезиты выделяются более высоким содержанием щелочей ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  от 5 до 7 мас. %) при относительно повышенных содержаниях  $\text{SiO}_2$  (от 49,6 до 53,5 мас. %). Все породы разбиваются по содержанию  $\text{TiO}_2$  на две подгруппы: низкотитанистые ( $\text{TiO}_2$  от 1,27 до 1,44 мас. %) и умереннотитанистые ( $\text{TiO}_2$  от 1,56 до 2,15 мас. %).

Породы основного состава бимодальной ассоциации характеризуются широким разбросом суммы щелочей ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  от 3,8 до 8 мас. %) при относительно пониженных величинах  $\text{SiO}_2$  (от 43,9 до 49,5 мас. %). В базальтах  $\text{TiO}_2$  варьирует от 2,17 до 4,05 мас. %.

Среди базальтов непрерывной ассоциации Батеневского поднятия в интервале составов от 47,7 до 54,5 мас. %  $\text{SiO}_2$  умереннотитанистые породы обогащены фосфором и обеднены суммой щелочей, а подгруппа низкотитанистых относительно обогащена глиноземом, кальцием и магнием. Эволюция расплавов умереннотитанистых базальтов происходила при фракционировании апатита, титаномагнетита и оливина. В результате с ростом  $\text{SiO}_2$  (от 49,6 до 54 мас. %) и понижением  $\text{TiO}_2$  (от 2,15 до 1,56 мас. %) в расплаве происходит увеличение  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (от 14,8 до 16,2 мас. %) и понижение содержаний  $\text{MgO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{CaO}$ . Этот тренд совпадает с трендом изменения составов базальтов бимодальной ассоциации Монголии, среди которых наиболее низкокремнистые (43,9 мас. %  $\text{SiO}_2$ ) высокотитанистые (4,05 мас. %  $\text{TiO}_2$ ) разновидности фиксируют начальные стадии процесса. Низкотитанистые базальты с содержанием  $\text{SiO}_2$  от 47,7 до 55 мас. % изменяли свой состав в результате фракционирования оливина и кальциевого плагиоклаза, что вело к резкому падению содержаний  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  на фоне накопления в них  $\text{TiO}_2$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ . В непрерывной ассоциации при достижении составов трахиандезитов (около 55,5 мас. %  $\text{SiO}_2$ ) последующая эволюция расплавов до трахитов со значением 64,5 мас. %  $\text{SiO}_2$  происходит одинаково. Так, в этом интервале с увеличением  $\text{SiO}_2$  уменьшаются содержания  $\text{TiO}_2$ , (от 1,2

до 0,8 мас. %), а также  $P_2O_5$ ,  $MgO$  и увеличивается сумма  $K_2O$  и  $Na_2O$ , что свидетельствует о фракционировании титаномагнетита, апатита, магнезиально-железистых темноцветных силикатов и накоплении калиево-натриевых полевых шпатов в остаточных расплавах в соответствии с боуэновским трендом кристаллизации минералов. Для бимодальной ассоциации эта тенденция сохраняется при достижении максимальных величин  $SiO_2$  (72 мас. %), отвечающих составам трахириолитов-пантеллеритов и щелочных гранитов.

Несмотря на то, что в трахириодацитах – риолитах непрерывной ассоциации содержание  $SiO_2$  увеличивается до 77 мас.% и  $TiO_2$  продолжает снижаться, составы этих пород образуют иной тренд. Породы этого тренда отличаются от трахитов минимальными содержаниями  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $P_2O_5$ , которые с ростом  $SiO_2$  остаются более или менее постоянными. Отличает этот тренд также то, что с ростом  $SiO_2$  в породах снижаются содержания щелочных элементов и глинозема. Эти отличия указывают на то, что кислые вулканы непрерывной ассоциации имеют собственные закономерности развития, отличающие их от продуктов последовательной дифференциации базальтовых магм.

Базальт-трахитовый ряд составов непрерывной ассоциации Батеневского поднятия характеризуется прямой корреляцией между содержаниями несовместимых элементов ( $Zr$ ,  $Nb$ ,  $Ta$ ,  $La$ ,  $Yb$ ,  $Rb$ ,  $Th$ ,  $U$ ) и ростом величины  $SiO_2$  и нарушается в трахитах при значениях  $SiO_2$  около 63 – 65 мас. %. В этой ассоциации принципиально иное поведение элементов демонстрируют составы трахириодацитов и риолитов. В них отмечаются обратные соотношения между содержаниями редких элементов и  $SiO_2$ , что подтверждает отмеченные выше закономерности распределения порообразующих элементов и указывает на анатектическое плавление коровых субстратов. Пограничная зона между этими двумя разными трендами ( $SiO_2 \sim 65$  мас. %) выделяется наиболее широким разбросом содержаний как петрогенных, так и редких несовместимых элементов, что, по-видимому, отражает механизмы взаимодействия трахитовых расплавов с расплавами риодацит-риолитового ряда. Высокотитанистые базальты бимодальной ассоциации Монголии обогащены  $Zr$ ,  $Nb$ ,  $Ta$ ,  $La$  относительно умереннотитанистых и низкотитанистых базальтов Батеневского поднятия. При их эволюции происходит накопление всех несовместимых элементов во всем диапазоне  $SiO_2$ , что отражает магматическую дифференциацию и сопровождается появлением остаточных комендит-щелочногранитных расплавов с аномально высокими содержаниями редких литофильных элементов.

Все породы дифференцированной ассоциации Батеневского поднятия по сравнению с породами бимодальной ассоциации Монголии обогащены радиогенным стронцием ( $\epsilon\text{Sr}(395)$  более 5,7) и обеднены радиогенным неодимом ( $\epsilon\text{Nd}(395)$  менее 4,7). В непрерывной ассоциации умереннотитанистые базальты характеризуются относительно более деплетированным составом стронция ( $\epsilon\text{Sr}(395)$  от 5,7 до 6,0) по сравнению с низкотитанистыми базальтами ( $\epsilon\text{Sr}(395)$  от 7,0 до 7,9). При этом  $\epsilon\text{Nd}(395)$  увеличивается пропорционально титану от 3,4 до 4,7. Высокотитанистые базальты бимодальной ассоциации характеризуются более низкими содержаниями радиогенного стронция ( $\epsilon\text{Sr}(395)$  от -13,6 до 1,2), что коррелирует с увеличением в них отношений LREE/HREE и Nd/Sm. Наибольшее отклонение изотопных составов магматических источников от тренда мантийной корреляции наблюдается в умеренно- и низкотитанистых базальтах непрерывной ассоциации и сопровождается появлением в них субдукционных геохимических меток, в частности пониженными содержаниями Nb и Ta. Высокотитанистые базальты бимодальной ассоциации в меньшей степени отклоняются от линии мантийной корреляции, что позволяет говорить о меньшей контаминации расплавов с повышенными содержаниями титана относительно умеренно-низкотитанистых базальтовых расплавов.

Трахиты и риодациты по своим изотопным параметрам близки к составу низкотитанистых базальтов. Что касается риолитов с низкими содержаниями редких литофильных элементов, то именно в этих породах  $\epsilon\text{Sr}(395)$  возрастает до 20,4 при слабом уменьшении  $\epsilon\text{Nd}(395)$  от 1,5 до 1,8, что подтверждает геохимические данные о добавлении вещества с коровыми изотопными метками к продуктам дифференциации базальтовых магм. Совершенно иными характеристиками обладают щелочные гранитоды Халдазан-Бурегтейского массива в составе бимодальной ассоциации. Изотопный состав неодима в них, выраженный через величину  $\epsilon\text{Nd}(395)$  в целом варьирует в пределах от 4,4 до 8,7, что характерно для умеренно и глубокодеплетированной мантии (Коваленко и др., 2004). В ненарушенной изотопной системе щелочных гранитов, экеритов и редкометалльных щелочных гранитов разных фаз Халдазан-Бурегтейского массива значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , пересчитанное на возраст 395 млн лет, близко к 0,704 ( $\epsilon\text{Nd}(395) \approx 0$ ) (Коваленко и др., 2004), что указывает на общий мантийный источник для всех пород бимодальной ассоциации и определяющую роль фракционной дифференциации при образовании щелочных пород кислого состава с высокими концентрациями редких литофильных элементов.

Полевые шпаты базальтов, трахиандезитов и умеренно кислых трахитов непрерывной ассоциации имеют более или менее стабильный изотопный состав кислорода и характеризуются значениями  $\delta^{18}\text{O} = 8.5 - 9.1\text{‰}$ . В полевых шпатах в ряду трахит – трахириодацит – риолит  $\delta^{18}\text{O}$  последовательно растет до величины 14.2 ‰ пропорционально с ростом содержания  $\text{SiO}_2$  в породах. Эти два тренда достаточно четко обрисовывают, во-первых, два крайних источника расплавов вулканической ассоциации: один, отвечающий составу базальтов ( $\delta^{18}\text{O} = 8.5 - 9.1\text{‰}$  в равновесном с ним полевым шпате) и второй, соответствующий продукту корового плавления ( $\delta^{18}\text{O} = 14\text{‰}$ ) и, во-вторых, два разных направления эволюции соответствующих расплавов. Базальтовые магмы были фракционированы до трахитовых составов при незначительных изменениях изотопной системы, тогда как анатектические расплавы смешивались с трахитовыми, формируя породы промежуточного изотопного состава. В отличие от них,  $\delta^{18}\text{O}$  в породах бимодальной ассоциации Халдазан-Бурегейского массива не превышает 8,6‰ (Коваленко и др., 2004). Большинство сиалических щелочных пород на диаграмме  $\delta^{18}\text{O} - \text{SiO}_2$  располагается на уровне значений  $\delta^{18}\text{O} = +7\text{‰}$ . Слабо отклоняются от этой величины в сторону более низких значений  $\delta^{18}\text{O}$  долериты (+5,9‰), щелочные базиты (+3,4‰...+7,6‰) и некоторые разновидности щелочных гранитов (+5,3‰).

Геологические и изотопно-геохимические данные свидетельствуют о двух ведущих источниках расплавов, принявших участие в их образовании. Это, прежде всего, мантийные источники, определившие формирование непрерывного ряда базальт – трахиандезит – трахит, которое происходило с участием коровой контаминации. Континентальные коровые субстраты являлись источником анатектических риолитовых магм, взаимодействие которых с трахитовыми расплавами (крайними продуктами дифференциации мантийных магм) привело к образованию промежуточных продуктов - риодацитов. В бимодальной ассоциации геохимические характеристики комендитов и щелочных гранитов определяются составом и фракционированием высокотитанистых базальтов без существенного участия вещества континентальной коры в процессах магмообразования.

*Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту IX.129.1.5. (№ 0350-2016-0030) и при финансовой поддержке РФФИ (грант 19-05-00300).*

Воронцов А.А. Ярмолюк В.В. Иванов В.Г. Сандмирова Г.П. Пахольченко Ю.А. Источники базитовых расплавов девонских бимодальных рифтогенных магматических ассоциаций Центральной

Азии (на основе данных о редких элементах и изотопах стронция в базитах северо-западной Монголии) // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 236-252.

Воронцов А.А., Ярмолук В.В., Федосеев Г.С., Перфилова О.Ю., Посохов В.Ф., Травин А.В., Газизова Т.Ф. Дифференцированная вулканическая ассоциация Минусинского прогиба: механизмы образования и источники расплавов (на примере Батеневского поднятия) // Петрология. 2015. Т. 23. № 4. С. 386-409.

Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Козловский А.М., Котов А.Б., Ханчук А.И. Вариации источников магм щелочных гранитоидов и связанных с ними пород Халдзан-Буретгейской группы массивов (Западная Монголия) по изотопным (неодим, стронций и кислород) и геохимическим данным // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 563–585.

#### **THE PHYSICAL EVOLUTION OF THE BASALTIC MELTS IN A CONTINENTAL RIFT ENVIRONMENT (ON THE EXAMPLE OF THE NORTHERN PART OF THE ALTAI-SAYAN REGION)**

А.А. Vorontsov<sup>1,2</sup>, О.Ю. Perfilova<sup>3</sup>, О.М. Grinev<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geochemistry named after A.P. Vinogradova SB RAS, Irkutsk, Russia, e-mail: voront@igc.irk.ru

<sup>2</sup>Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

<sup>3</sup>Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia, e-mail: perfil57@mail.ru

<sup>4</sup>National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia, e-mail: tomskgrom@yandex.ru

In the Early and Middle Devonian in the Altai-Sayan folded region, continuous and bimodal magmatic associations simultaneously formed under the conditions of continental riftogenesis. In a continuous association, changes in rock composition are explained by the fractionation of basaltic magmas and the mixing of trachyte differentiates with anatectic crustal smelting. With the formation of a bimodal association, fractionation of basic melts leads to the appearance of alkaline granites with ore contents of rare incoherent elements. These differences are related to differences in the isotopic (Sr, Nd, O) compositions of magmatic sources.

\*\*\*



## **ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ МАГМ В КРАЕВЫХ ЗОНАХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ФОРМИРОВАНИЕ УНИКАЛЬНЫХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ**

Б.И. Гонгальский<sup>1</sup>, Н.А. Криволицкая<sup>2</sup>, Ю.Г. Сафонов<sup>1</sup>, К.Ю. Мурашов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии  
РАН, Москва, Россия, brgon@mail.ru

<sup>2</sup>Институт геохимии и аналитической химии им.В.И.Вернадского РАН, Москва,  
Россия, nakriv@mail.ru

Кодаро-Удоканский район является примером сложно построенной протерозойской магматической системы с уникальными месторождениями меди (Удокан), ванадия (Чиней), редких металлов (Катугин) и многочисленными более мелкими месторождениями и рудопроявлениями этих и других металлов. Во многом это обусловлено его особым тектоническим положением - пограничным между Сибирской платформой и более молодыми складчатыми поясами, в результате чего он оказался в активной зоне земной коры, наиболее проницаемой для ультрамафит-мафитовых магм. В краевых зонах Сибирского кратона распространены аналогичные месторождения других металлогенических эпох: поздний протерозой (Довыренский, Кингашский и другие массивы с медно-никелевыми рудами). На севере расположен уникальный Норильский рудный район с крупнейшими в мире запасами палладия и другими металлами (мезозой), Дюмталейский массив (Таймырский полуостров) содержит титаномагнетитовые и сульфидные руды. Многократные внедрения частично контаминированных веществом нижней коры магм, их последовательное фракционирование предопределило формирование разномасштабных месторождений в терригенных и магматических породах. Уникальным является Чинейский анортозит-габбро-норитовый массив с суперкрупными концентрациями ванадия, месторождениями меди, МПП, серебра и золота и не имеющих аналогов промышленными залежами урана и редких земель (Гонгальский, 2015; Gongalsky, Krivolutskaya, 2019).

К началу протерозоя на южной окраине Сибирской платформы произошла резкая смена ориентировки основных структур: от субмеридиональных (Шаманский и Парамский массивы гипербазитов, Олондинский и другие трюги с коматиитами) на субширотные. По периферии Кодаро-Удоканского прогиба наблюдаются расслоенные массивы чинейского комплекса (Чинейский, Луктурский, Верхне-Сакуканский и другие). В пределах прогиба отмечаются радиально ориентированные дайки габброноритов чинейского комплекса с центром западнее Удоканского и Чинейских месторождений, наиболее

мощной (до 200 м) из которых является Главная дайка Удокана. Петро-геохимические данные, характер геофизических полей позволили отнести к чинейскому комплексу выходы габброидов по периферии Лурбунского гранит-гранодиоритового плутона и выделить Майлавский массив (Гонгальский, Криволицкая, 1993). Последний перекрыт гранитами позднепалеозойского возраста и неоген-четвертичными базальтами Удоканского лавового плато. Его размеры существенно превышает таковые Чинейского массива.

Общее представление о составе пород массива и последовательности фракционирования дает диаграмма  $MgO - Al_2O_3 - TiO_2$  (рисунок). Нижнее крайнее правое положение занимают породы первой группы, характеризующиеся повышенными содержаниями магния (Гонгальский, 2015). Отчетливо обособляются породы четвертой группы (магматические брекчии с лампрофировым цементом) – за счет повышенных концентраций  $SiO_2$  и щелочей. При этом составы пород двух главных групп, представляющих большую часть массива точек - титаномагнетит-габбровой и лейкогаббровой серий второй группы, а также норитовой серии третьей группы. Наибольшие вариации составов установлены для пород 2 группы высокотитанистых габброидов. Они характеризуются разноранговыми расслоенными последовательностями - микро- и макроритмами. В макроритмах раннемагматические титаномагнетиты сменяются пироксенитами с уменьшением в их составах титаномагнетита, смещением трендов фракционирования влево.

Начало кристаллизации плагиоклаза привело к образованию меланоритов, далее габбро и лейкогаббро, вплоть до анортозитов. В верхних частях микро- и макроритмов присутствуют разновидности, состоящие из плагиоклаза и титаномагнетита, названные нами чинитами (Гонгальский, Криволицкая, 1993) или лейкогаббро с небольшими концентрациями кварца, калиевого полевого шпата, слюд и акцессорных минералов.

Различия составов остаточных расплавов нашли свое отражение в завершающих магматический этап кристаллизации породах: обогащенных щелочными, летучими и рудными элементами лейкогаббро, диоритами, монцодиоритами - боуэновский тренд или плагиоклаз-титаномагнетитовыми породами - феннеровский тренд. Рудные анортозиты (чиниты) с постепенными изменениями соотношений плагиоклаза и магнетита присутствуют в строении Верхней зоны Бушвельда (по документации скважины глубиной 2700 м., Ashwal et al., 2004).

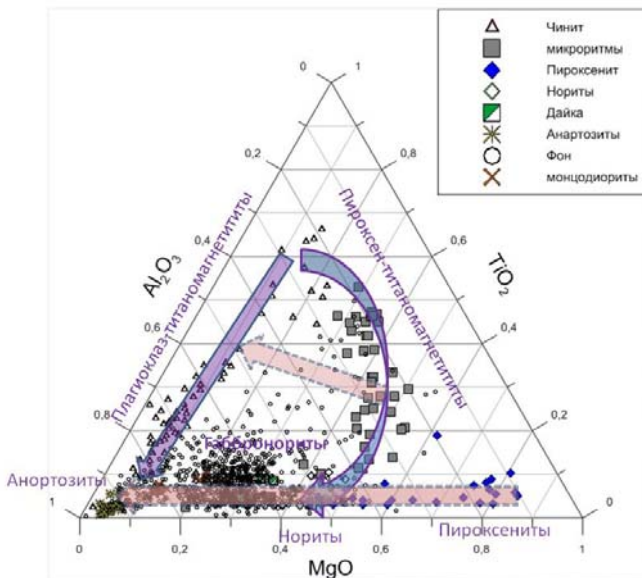


Рисунок. Диаграмма  $MgO - Al_2O_3 - TiO_2$  для пород Чинейского массива (Гонгальский, 2015).

Образование многочисленных слоев анортозитов и титаномангнетитов происходило при распаде (ликвации) таких остаточных расплавов с образованием мономинеральных анортозитовых и титаномангнетитовых слоев. В слоях лейкогаббро, диоритах, норитах Верхней зоны Бушвельда нередко присутствуют также сульфиды.

Анализ петрохимических данных вариационной диаграммы свидетельствует об относительно устойчивых разновидностях пород, составы которые подчиняются общим законам эволюции магмы в камере и могут закономерно сменять друг друга в разрезе массива. Успехи последних десятилетий в познании геологии и петрологии классических расслоенных плутонов способствовали восприятию их как промежуточных магматических очагов, возникших в результате внедрения мантийных расплавов в земную кору. Как правило, они рассматриваются в качестве корней вулканоплутонических систем, в которых над крупными магматическими резервуарами располагались вулканические плато, соединявшиеся дайковыми поясами. Вертикальный размах таких систем составлял несколько километров, и только последующие значительные вертикальные тектонические перемещения привели к возможности их изучения на уровне современного эрозионного среза.

В частности, многими исследователями приводятся геологические данные, демонстрирующие существование таких крупных магматических систем. Так, например, образец сложной разобщенной системы показан для интрузии базитового состава Койллисмаа (Финляндия), представляющей собой серию маломощных тел, интерпретируемых как части некогда единого дифференцированного лополита, расчлененного разрывной тектоникой. Более глубоинной составляющей является интрузия ультрабазит-базитового состава Нярянкаваара, расположенная в 50 км к востоку. Их соединяет не вскрытая «соединяющая дайка» (Налдретт, 2004). Несколько иной механизм формирования предложен для Великой Дайки (Зимбабве), согласно которому предполагается наличие нескольких субкамер, каждая из которых имела свою питающую систему; и по мере внедрения все новых и новых порций расплавов происходило их соединение в единую систему Великой дайки (Wilson, 1996). На 3D разрезах Чинейский и Луктурский массивы представляют верхние части двух вертикальных высокоплотных аномалий, которые на глубине порядка 20 км объединяются в общую камеру.

Кроме оксидных и сульфидных руд в строении западной части Чинейского массива установлены зоны интенсивного метасоматоза с урановыми и редкоземельными типами руд. Развитие уранового оруденения приурочено к субпластовым зонам пропилитизации в породах титаномагнетит-габбровой серии Чинейского массива, приуроченных к контрастным пироксен-титаномагнетитовым рудным телам Fe-Ti-V месторождения Этырко (Макарьев и др., 2010). Ураноносные пропилиты иногда нацело состоят из новообразований сфена, перовскита, эпидота, цоизита, рудных минералов, в меньшей степени хлорита, кальцита, серпентина и др. Сфен и перовскит иногда становятся главными породообразующими минералами, что является характерной и отличительной чертой рудовмещающих метасоматитов.

Формирование расслоенных массивов чинейского комплекса происходило длительное время, о чем свидетельствуют интрузивные взаимоотношения между породами выделенных групп Чинейского массива – наиболее доступного для изучения по сравнению с другими интрузивными телами в силу его хорошей обнаженности. По палеорекострукциям последних лет в палеопротерозое все земли были собраны в единый суперконтинент Колумбия, распад которого послужил началом оформления кратонов, близких по конфигурации к современным формам. Мантийные расплавы в условиях увеличивающейся мощности земной коры уже не могли свободно проникать через земную кору. Магмы задерживались в ней, часто образуя эше-

лонированную систему промежуточных магматических камер. В рифтовых структурах в южной части Сибирского кратона в позднем палеопротерозое происходило формирование вулканогенно-осадочных и осадочных отложений Аkitканского пояса и Кодаро-Удоканской зоны. Массивы гранитоидов и ультрабазит-базитовых пород образовали блоки, устойчивые на протяжении последующей истории формирования и дешифрируются на космоснимках в виде кольцевых структур (Гонгальский, 2015). Линейные структуры между ними выражены высокоамплитудными гравитационными ступенями (Архангельская и др., 2004). Вертикальные перемещения блоков по разломам достигали нескольких километров. На поверхности оказались разноглубинные составляющие вулканоплутонических и рудно-магматических систем: расслоенные массивы и дайки чинейского комплекса, магматические, гидротермальные и осадочные месторождения меди и других металлов.

В схематическом виде рудно-магматическая система Кодаро-Удоканского района может быть представлена в виде модели, связывающей формирование разноглубинных промежуточных магматических очагов (магматических камер - расслоенных массивов) с образованием магматических оксидных (титаномагнетитовых) и сульфидных (медно-никелевых, благороднометалльных) руд магматического этапа рудообразования. Остаточные расплавы, обогащенные флюидами и рудными компонентами, перемещались во вмещающие породы, ликвидировали с образованием сульфидных расплавов (сплошные халькопиритовые руды в экзоконтактах массивов) и гидротермальных растворов, которые смешиваясь с растворами вмещающих пород, формировали гидротермальные системы и соответствующие рудные тела в осадочных породах. Смешение гидротермальных растворов с поверхностными водами приводило к формированию осадочных руд типа медистых песчаников. Поскольку внедрение магм было многократным, то и формирование месторождений было более сложным, что объясняет факты телескопирования руд, совмещения в пространстве разноформационных месторождений.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 17-05-01167, 18-05-70094).*

Архангельская В.В., Быков Ю.В., Володин Р.Н. и др. Удоканское медное и Катугинское редкометалльное месторождение Читинской области России. Чита. 2004. 520 с.

Гонгальский Б.И. Месторождения уникальной металлогенической провинции Северного Забайкалья. М.: ВИМС. 2015. 248 с.

Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А. Чинейский расслоенный плутон. Новосибирск: "Наука", 1993. 184 с.

Конников Э.Г. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья. Новосибирск: Наука. 1986. 224 с.

Макарьев, Ю. Б. Миронов, С. К. Вояковский. О перспективах выявления новых типов промышленных комплексных урановых месторождений в Кодаро-Удоканской зоне (Забайкальский край, Россия) // Геол. рудн. месторождений. 2010. Т. 52. № 5. С. 427-438.

Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. С.-Пб.: СПбГУ. 2003. 487 с.

Ashwal, L.D., Webb, S.J., and Knoper, M.W. () Magmatic stratigraphy in the Bushveld Northern Lobe: continuous geophysical and mineralogical data from the 2950 m Bellevue drillcore // S. African J. Geol. 2005. Vol. 108. P. 199-232.

Gongalsky B., Krivolitskaya N. World-Class Mineral Deposits of Northeastern Transbaikalia, Siberia, Russia. Springer. 2019. 321 p.

Wilson A. N. The Great Dyke of Zimbabwe. Layered Intrusions. 1996. Elsevier, Amsterdam. P. 181–230.

#### **FRACTIONATION OF MAGMAS IN THE EDGE ZONES OF THE SIBERIAN PLATFORM AND FORMATION OF A UNIQUE METALLOGENIC PROVINCES**

B.I. Gongalskiy<sup>1</sup>, N.A. Krivolitskaya<sup>2</sup>, Yu.G. Safonov<sup>1</sup>, K.Yu. Murashov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geology of ore deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia, brgon@mail.ru

<sup>2</sup>Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia, nakriv@mail.ru

Large-scale concentrations of copper, vanadium and other metals of the metallogenic province of Northern Transbaikalia are due to the long fractionation of ultramafic-mafic magmas in depth-bearing magmatic chambers.

\*\*\*

#### **КСЕНОЛИТЫ КЛИНОПИРОКСЕНИТОВ В ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОДАХ МАГНИТОГОРСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ ЗОНЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)**

И.А. Готтман, Е.В. Пушкарев

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия, gottman@igg.uran.ru

Включения ультраосновных и основных пород и разнообразные коровые ксенолиты в вулканитах являются одним из главных источников информации о составе глубинных зон земной коры и мантии и о процессах, протекающих в мантийно-коровых системах (Включения в вулканических породах..., 1978; Колосков и др., 1997, 2017;

Conrad, Kay, 1984; Debari et al., 1987; Ionov, 2006 и др.). Наиболее часто ксенолиты обнаруживают в относительно молодых кайнозойских островодужных вулканических образованиях западной части Тихого океана (Arai, Ishimaru, 2008 и др.).

В Уральском складчатом поясе существуют две главные вулканические структуры – Тагильская и Магнитогорская островодужные зоны ранне-среднепалеозойского и среднепалеозойского возраста соответственно (Пучков, 2000). Геология, петрохимия и геохимические особенности слагающих их вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов подробно изучены (Каретин, 2000; Коротеев, 1969; Косарев и др., 2006; Фролова, Бурикова, 1977; Серавкин и др., 1992; Червяковский, 1972 и др.). В опубликованной литературе отмечается, что в этих островодужных вулканитах, редко, но встречаются включения магматических пород, однако их петро- геохимические характеристики отсутствуют.

Нами были обнаружены ксенолиты клинопироксенитов в анкарамитах, трахиандезитах и базальтах в разных секторах Западно-Магнитогорской вулканогенной зоны, на севере в районе деревни Абзаково Учалинского района и в 200 км южнее в районе города Сибай среди вулканитов Гадельшинского палеовулкана. Эффузивы относятся к непрерывно дифференцированной ирендыкской базальт-андезибазальтовой свите либо обладают петрогеохимическими особенностями, позволяющими рассматривать их как родственные образования. Значительные объемы вулканитов в ирендыкской свите представлены клинопироксен-порфировыми базальтами и андезибазальтами, среди которых нами были обнаружены и описаны анкарамиты – высокомагнезиальные эффузивы ультраосновного состава (Пушкарев и др., 2011, 2018). В изученных вулканических породах устанавливаются признаки кумулятивного накопления клинопироксена – гломеропорфиновые агрегаты вкрапленников и клинопироксеновые сегрегации. Ксенолиты клинопироксенитов были обнаружены в лавовых фациях вулканитов. Они имеют угловатую форму и резкие границы с вмещающими породами. размер варьирует от первых до 10 см. Структура клинопироксенитов мелко-, среднезернистая, неравномернoзернистая. Главным минералом является клинопироксен, присутствует ортопироксен (и/или оливин), который полностью псевдоморфно замещен вторичными минералами. Аксессуарный минерал представлен высокохромистым хромшпинелидом. Составы клинопироксенов в ксенолитах хорошо коррелируют с составами клинопироксенов из ассоциации вкрапленников вмещающих эффузивов, что дает основание рассматривать ксенолиты как продук-

ты кумулятивного накопления пироксена в промежуточных магматических камерах. В анкарамитах был обнаружен ксенолит клинопироксенитов, который характеризуется большей железистостью, чем вмещающие эффузивы, а состав клинопироксена в нем соответствует клинопироксену заключительной стадии кристаллизации анкарамитов. Этот факт указывает на неоднократное внедрение анкарамитов и их дифференциацию в промежуточных камерах, после чего происходило внедрение новых порций расплава, захватывающих фрагменты кумулатов заключительной стадии кристаллизации предыдущих порций расплава. Аналогичные клинопироксенитовые ксенолиты захватываются и более эволюционированными расплавами, такими как базальты, андезибазальты и трахиандезит. Последний случай представляет особенный интерес, поскольку вкрапленники в трахиандезитах представлены амфиболом и плагиоклазом и наличие клинопироксенитовых включений нельзя объяснить кумуляцией собственных вкрапленников. По составу клинопироксена этот ксенолит также является производным анкарамитового расплава.

Значительные объемы клинопироксен-порфировых вулканитов в составе ирендыкской свиты на Южном Урале, вместе с зафиксированными явлениями кумуляции пироксена и хромшпинелида и наличием ксенолитов ультраосновных пород дают основание предполагать, что на глубине в условиях промежуточных магматических камер могло происходить масштабное формирование клинопироксенитов и дунитов. Отсутствие ультраосновных пород на поверхности объясняется лишь незначительной глубиной эрозионного среза. Однако, геофизические данные, еще задолго до петрологических исследований, позволили предположить наличие существенных объемов ультраосновных пород в основании вулканического сооружения Магнитогорской островодужной зоны (Ананьева и др., 1996; Иванов, Винничук, 2001).

*Работа поддержана Госбюджетной темой № АААА-А18-118052590029-6*

Ананьева Е.М., Золоев К.К., Лутков Р.И. Рудные месторождения и физические поля Урала. Екатеринбург, 1996. 295 с.

Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги / Под ред. Б.Г. Лутца и др. М.: Наука, 1978. 222 с.

Иванов К.С., Винничук Н.Н. Геологическая природа Уральского гравитационного супермаксимума. // Докл. Ак. Наук. 2001, т. 376, № 5. С. 654 - 657.



Каретин Ю.С. Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 276 с.

Колосков А. В., Волинец О. Н., Пономарев Г. П., Федоров П. И. Ксенолиты ультрамафитов в различных геохимических типах вулканитов островодужной системы. // Петрология. 1997. Т. 5. № 5, С. 485–502.

Колосков А.В., Мартынов Ю.А., Ананьев В.В. Новые изотопно-геохимические и минералогические данные о составе ксенолитов ультрамафитов в вулканитах Камчатско-Корякского региона. // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. № 2. С. 17-31.

Коротеев В.А. Вулканические образования ирендыкской зоны вулканизма на Южном Урале, на примере Куркакского участка. Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Том 3. Свердловск: УФАН СССР, 1969. С. 112-124.

Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петрологогеохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2006. № 1. С. 3–21.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Прибавкин С.В., Косарев А.М. Эффузивные и субвулканические анкарамиты девонских островодужных свит Урала: вещественная характеристика, генезис и геологические следствия. // Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 219-223.

Пушкарев Е.В., Рязанцев А.В., Готтман И.А., Дегтярев К.Е., Каменецкий В.С. Анкарамиты – новый тип магнезиальных, высококальциевых примитивных расплавов в Магнитогорской островодужной зоне на Южном Урале // Докл. Ак. Наук. 2018. Т. 479. № 4. С. 433–437.

Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н. и др. Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 1992. 197 с.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклинальный вулканизм. М.: МГУ, 1977. 279 с.

Червяковский Г.Ф. Среднепалеозойский вулканизм Восточного склона Урала. М.: Наука, 1972. 260 с.

Arai S., Ishimaru S. Insights into Petrological Characteristics of the Lithosphere of Mantle Wedge beneath Arcs through Peridotite Xenoliths: a Review // J. Petrol. 2008. Vol. 49. № 4. P. 665–695.

Conrad W.K. & Kay R.W. Ultramafic and mafic inclusions from Adak Island: crystallization history and implications for the nature of primary magmas and crustal evolution in the Aleutian Arc // J. Petrol. 1984. Vol. 25. № 1. P. 88-125.

Debari S., Kay S.M. & Kay R.W. Ultramafic xenoliths from Adagadak volcano, Adak, Aleutian Islands, Alaska: deformed igneous cumulates from the MOHO of an island arc // J. Geol. 1987. Vol. 95. P. 329-341.

Ionov D.A. Petrology of MantleWedge Lithosphere: New Data on Supra-Subduction Zone Peridotite Xenoliths from the Andesitic Avacha Volcano, Kamchatka // J. Petrol. 2006. V.51. № 2. P. 327–361.

## **XENOLITHS OF CLINOPYROXENITES IN THE VOLCANIC ROCKS OF THE MAGNITOGORSK ISLAND ARC AREA (SOUTHERN URALS)**

I.A. Gottman, E.V. Pushkarev

Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, pushkarev@igg.uran.ru

The paper presents the first data on the ultramafic clinopyroxenite xenoliths founding in ankaramites, basalts and trachiandesites in the Western sector of the Magnitogorsk island arc zone in the Southern Urals.

\*\*\*

## **МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗАЛЕЖИ МАССИВНЫХ СУЛЬФИДНЫХ РУД СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ОКТЯБРЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Л.К. Новак<sup>1</sup>, А.А. Григорович<sup>1,2</sup>, А.С. Мехоношин<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геохимии имени А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

<sup>2</sup>Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия

Магматические месторождения сульфидных руд являются одними из самых ценных в мире скоплений металлов, на которые в настоящее время приходится ~56% мирового производства никеля и более 96% - платины, палладия и других элементов платиновой группы (Mudd, Jowitt, 2014; Peck, Huminicki, 2016). Сульфидные платино-медно-никелевые месторождения Норильского района являются уникальными геологическими объектами, занимающими лидирующие позиции по запасам не только никеля, меди и кобальта, но и платины и палладия (Налдретт, 2003; Krivolutskay et al., 2018).

Несмотря на многолетнее изучение рудоносных интрузий Норильского региона (Урванцев, 1972; Генкин и др., 1981; Дюжиков и др., 1988; Налдретт, 2003; Служеникин, 2010; Duran et al., 2017; и др.), их происхождение и процессы рудоотложения остаются предметом постоянных дискуссий.

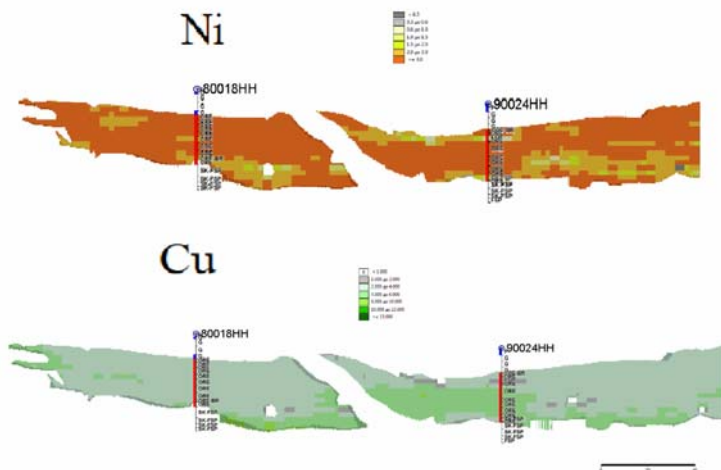


Рис. 1. Моноэлементные карты распределения Ni (мас. %) и Cu (г/т) в рудном теле.

Одним из таких спорных вопросов является механизм образования массивных сульфидных руд - наиболее экономически важного типа рудного сырья, на долю которых приходится 8,5 % запасов руд Норильских месторождений (Служеникин, 2010). Тела массивных руд локализуются или во вмещающих породах, в экзоконтактах рудоносных интрузивов, или внутри интрузий (Служеникин, 2010; Duran et al., 2017; Krivolutskaya et al., 2018).

Нами изучено пластовое тело массивных сульфидных руд, расположенное в северо-восточной части Октябрьского месторождения, в Хараелахской интрузии (рис. 1). Мощность залежи составляет 20-40 м при протяженности ~700 м. Задачей наших исследований являлось выявление закономерностей изменения состава сульфидных руд.

По результатам геохимического опробования керна скважин были построены моноэлементные карты распределения Ni и Cu (рис. 1). Распределение Ni по разрезу достаточно однородное, главным образом на уровне 3 мас.%. Содержания Cu изменяются от 2000 до 15 000 г/т. Максимальные содержания отмечаются на нижних уровнях залежи. Распределение максимальных содержаний Ni и Cu в разрезе не совпадают.

Главными сульфидными минералами руд являются пирротин (>70 %) и халькопирит (<20%), пентландит встречается в незначительном количестве. Кроме того, в рудах присутствует магнетит.

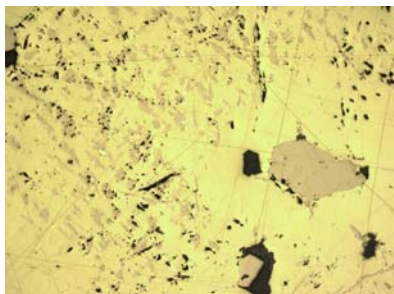


Рис. 2. Эксолюции пирротина в халькопирите

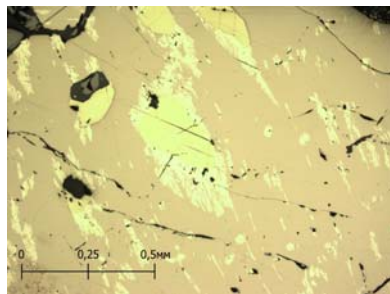


Рис. 3. Пентландит и халькопирит в пирротине

Пирротин образует агрегаты крупных ксеноморфных зерен, границы между которыми макроскопически неразличимы. Халькопирит встречается в виде крупных ксеноморфных однородных зерен, зерен с эксолюционными включениями пирротина (рис. 2) и в сростках с пентландитом внутри пирротина (рис. 3). Пентландит наблюдается главным образом в виде пластинчатых, линзовидных, пламенивидных эксолюционных включений в пирротине (см. рис. 2). Магнетит образует скопления идиоморфных изометричных зерен (рис. 4) и присутствует во всех образцах разреза от подошвы к кровле пласта.

Существенных вариаций состава сульфидных минералов по вертикальному разрезу пласта не установлено. Отмечается только изменение объемного соотношения пирротина и халькопирита: количество последнего уменьшается от подошвы к кровле залежи. Однако состав магнетитов характеризуется заметными вариациями. Так от подошвы к кровле рудного пласта наблюдается рост содержаний Ti, Mg и Al, и уменьшение - Mn (таблица). Содержания Ni не изменяются, а Cr не обнаружен.

Таблица. Состав магнетита рудоносного пласта (мас.%)

	№ пробы	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	FeO	MnO	NiO
подошва	17-30	0,1	не обн.	0,7	0,1	96,4	0,7	0,1
кровля	17-44	0,5	не обн.	1,8	0,3	94,5	0,5	0,1

Состав магнетитов в сульфидных рудах резко отличается от таковых вмещающей интрузии, для которых характерны очень высокие содержания Ti (до 17 мас.% в кровле) и Cr (до 3 мас.% в подошве) (Альмухамедов, 1968). Однако общая тенденция изменения состава сохраняется.

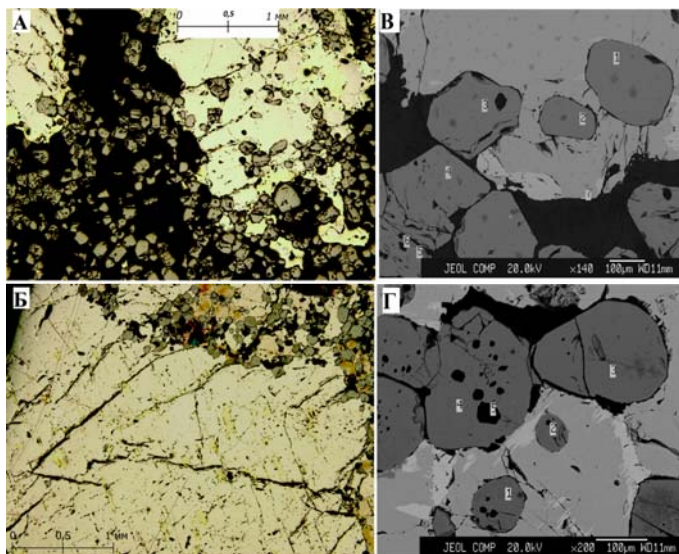


Рис. 4. Морфология зерен магнетита.

А) магнетитовые скопления в подошве тела сплошных сульфидных руд; В) точки анализа магнетита 17-30. Изображение в режиме растрового электронного микроскопа в обратно-рассеянных электронах; Б) магнетитовые скопления в кровле тела сплошных сульфидных руд; Г) точки анализа магнетита 17-44. Изображение в режиме растрового электронного микроскопа в обратно-рассеянных электронах.

Таким образом, изучение одного из пластов сплошных сульфидных руд, располагающегося внутри Хараслахской интрузии, показало, что он сложен продуктами твердофазных превращений сульфидных твёрдых растворов MSS и ISS и магнетитом. От подошвы к кровле пласта существенных вариаций состава сульфидных минералов не наблюдается, однако отчетливо прослеживается изменение состава магнетита. Установленные закономерности позволяют сделать предположение, что образование сульфидной залежи происходило из отдельной порции сульфидно-оксидного расплава.

Альмухамедов А.И. Состав и условия кристаллизации железотитановых окисных минералов из дифференцированных траппов Сибирской платформы // Зап. ВМО. 1963. Т. 97. № 4. С. 394-405.

Генкин А.Д., Дистлер В.В., Гладышев Г.Д., Филимонова А.А., Евстигнеева Т.Л., Коваленкер В.А., Лапутина И.П., Смирнов А.В., Гроховская Т.Л. Сульфидные медно-никелевые руды Норильских месторождений. М.: Наука, 1981.

Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М., Мкрытчян А.К., Шерман М.Л., Служеникин С.Ф., Лурье А.М. Геология и рудоносность Норильского района. М.: Наука, 1988.

Надретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометаллических руд // С.-Петербург, изд-во СПбГУ, 2003. 468 с.

Служеникин С.Ф. Платино-медно-никелевые и платиновые руды Норильского района и их рудная минерализация // Рос. Хим. Ж. 2010. Т. 56. № 2. Р. 38-49.

Урванцев Н.Н. Некоторые вопросы формирования рудоносных интрузий и руд Норильска // Медно-никелевые руды Талнахского рудного узла. Л.: НИИГА. С. 84-92.

Duran C.J., Barnes S.J., Pleše P., Kudrna Prašek M., Zientek M.L., Pagé P. Fractional crystallization-induced variations in sulfides from the Norilsk-Talnakh mining district (polar Siberia, Russia) // Ore Geol. Rev. 2017. Vol. 90. P. 326–351.

Krivolutskaya N.A., Tolstykh N.D., Kedrovskaya T., Naumov K., Kubrakova I., Tyutyunnik O., Gongalsky B., Kovalchuk E., Magazina L., Bychkova Y., Yakushev A. World-Class PGE-Cu-Ni Talnakh Deposit: New Data on the Structure and Unique Mineralization of the South-Western Branch // Minerals. 2018. Vol. 134. № 8.

Mudd, G.M., and Jowitt, S.M. A detailed assessment of global nickel resource trends and endowments // Econ. Geol. 2014. Vol. 109. P. 1813–1841.

Peck, D.C., and Huminicki, M.A.E. (2016) Value of mineral deposits associated with mafic and ultramafic magmatism: Implications for exploration strategies // Ore Geol. Rev. Vol. 72. P. 269–298.

#### **MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL FEATURES OF THE BODY STRUCTURE OF THE MASSIVE SULFIDE ORES OF THE NORTH-EASTERN PART OF OKTYABRSKOYE DEPOSITS**

L. K. Novak, A.A. Grigorovich, A.S. Mekhonoshin

The study of one of the layers of the massive sulfide ores that are inside Kharaelakh intrusions, showed that it is composed of the products of solid-phase transformations of sulfide solid solutions MSS and ISS and magnetite. There are no significant variations in the composition of sulfide minerals from the bottom to the top of the reservoir, but a change in the composition of magnetite is clearly observed. The established regularities allow us to make the assumption that the formation of a sulfide Deposit occurred from a separate portion of the sulfide-oxide melt.

\*\*\*\*

## **НИКЕЛЕНОСНЫЕ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТЫ КУН- МАНЬЁНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ: СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И РУДОНОСНОСТЬ (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)**

В.А. Гурьянов, Л. Л. Петухова, В. С. Приходько

Институт тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия, e-mail: guryanov\_v@mail.ru

Сульфидные медно-никелевые месторождения в земной коре имеют сравнительно небольшое распространение, что определяется исключительными условиями их образования. Они формируются преимущественно на тектонически активизированных платформах и только в связи с гипабиссальными интрузиями основных и ультраосновных пород. Обобщение и анализ обширного материала по геологии и рудоносности мафит-ультрамафитовых интрузий тектонически активизированного юго-восточного обрамления Сибирской платформы свидетельствуют о высоких перспективах открытия новых залежей сульфидных медно-никелевых руд связываемых как с глубоко расположенными так и с выходящими на дневную поверхность силлообразными телами. С этих позиций несомненный интерес представляют протяжённые маломощные тела никеленосных мафит-ультрамафитов с сульфидной минерализацией, трассирующие Пристановой коллизионный пояс (Гурьянов и др., 2014). Свидетельством особого режима формирования пояса является его субширотное простираие, дискордантное по отношению к структурам Алданского и Джугджуро-Станового мегаблоков. Эта шовная структура представляет собой гигантскую зону тектонического меланжа, состоящую из тектонических блоков, сложенных на восточном её фланге архейскими высокобарическими гранулитами джанинской и туксанийской серий и разными по составу магматическими породами, анортозитами и эклогитами (Гурьянов и др., 2014). Интрузии ультраосновных пород Пристанового пояса представляют интерес как с металлогенической точки зрения, являясь рудоносными объектами с малосульфидным оруденением, так и с петрологической как палеопротерозойское звено в цепи эволюции ультраосновного магматизма юго-восточного обрамления Сибирской платформы. Открытие крупного Cu-Ni с Pt и Pd месторождения на восточном фланге коллизионного пояса свидетельствует об актуальности и важности данной проблемы и проводимых исследований.

В результате систематизации и анализа фондовых и опубликованных материалов, а также новых данных полученных авторами при проведении структурно-геологических, металлогенических и геофи-

зических исследований в пределах восточной части Пристанового орогенного пояса было обосновано выделение четырёх потенциально перспективных на Cu-Ni с Pt оруденение района: Туксани-Кукурский, Кун-Маньёнский (узел), Геранский и Лантарский. По результатам тематических работ и в связи с открытием Cu-Ni с платиноидами месторождения Кун-Маньё выделены Кун-Маньёнский рудный узел и Туксани-Кукурский прогнозируемый рудный район, объединённые в Кун-Маньёскую минерагеническую зону (Ni, Cu, Co, Pt) (Гурьянов и др., 2014).

**Кун-Маньёнский Cu-Ni рудный узел** характеризуется многочисленными проявлениями сульфидных Cu-Ni с платиноидами руд. Детально изучено только месторождение Кун-Маньё в центральной части одноимённого рудного поля. Рудный узел охватывает западную часть Кун-Маньёнского массива метагабброидов и прилегающие площади распространения архейских метаморфических толщ джанинской серии. Одна из наиболее высокоперспективных площадей в междуречье Мая (Удская) и Кун-Маньё на одном из отрогов Станового хребта – Кун-Маньёское рудное поле располагается в юго-западной части одноимённого массива архейских метагабброидов. В плане Кун-Маньёское рудное поле представляет собой линейно вытянутый на 31 км (шириной 1–3 км) в юго-восточном направлении ареал интрузий никеленосных мафит-ультрамафитов среди архейских метагабброидов майско-джанинского комплекса (2.94 млрд лет), кристаллосланцев и гнейсов джанинской серии (3.04–3.13 млрд лет) (Гурьянов и др., 2012). Это рудное поле представляет собой ареал из многочисленных многоярусных силлообразных и линзовидных интрузий, реже даек мафит-ультрамафитов часто с вкрапленной сульфидной медно-никелевой минерализацией. В строении этого ареала выделено около 160 различных по протяжённости и мощности интрузивов, расположенных группами, часто в несколько ярусов по вертикали, реже отмечаются разрозненные одиночные тела. В структурном отношении этот ареал тяготеет к зоне Майского глубинного разлома, разграничивающего Джанинский и Туксанинский блоки кристаллического фундамента. Рассматриваемые тела сложены вебстеритами, габброноритами, плагиовевбстеритами, лерцолитами, реже гарцбургитами кун-маньёнского комплекса габбронорит–вебстерит–лерцолитовой формационной принадлежности с возрастом 1.69 – 1.76 млрд лет (U-Pb, циркон) (Гурьянов и др., 2012, 2014). В разрезе – это полого падающие на северо-восток тела мощностью от 0,1–1 м до 70–80 м и протяженностью от 50–250 м до 1–5 км, в редких случаях – крутопадающие маломощные (до 1 м) линзо-



видно-инъекционной формы жилы и протяжённые (до 6 км) дайки мощностью от 1-10 до 120 метров.

Анализ строения Кун-Маньёнского рудного поля свидетельствует, что магматизм и рудообразование происходили в несколько этапов. Никеленосные тела по своей форме и положению в его структуре подразделяются на две возрастные группы: а) ранние - полого падающие (от 1-5 до 30°) на северо-восток силлообразные и линзовидные тела мощностью от 1 до 80 м и протяжённостью от 100 м до 3 - 5 км, б) поздние - субвертикальные (более 50°) дайки мощностью от 1-5 до 120 м при протяжённости от 100 м до 6.1 км. Наиболее распространёнными породами в составе расслоенных силлообразных тел являются тонко- и мелкозернистые, реже среднезернистые и порфиroidные плагиовестериты, вестериты, габбронориты и лерцолиты с массивной, такситовой или линейной текстурами. В подошве и кровле силлы представлены тальк-амфиболовыми, амфибол-серпентин-тальковыми или амфибол-серпентиновыми сланцами (Гурьянов и др., 2014). Приконтактные ограничения силлообразных тел - зоны бластомилонитизации мощностью от первых метров до 10 - 18 м сложены хлорит-плагиоклаз-актинолитовыми и клинопироксен-амфибол-плагиоклазовыми сланцами и микрогнейсами. Пространственная ориентировка сланцеватости в таких зонах и положение заключённых в них линзовидных и силлообразных тел, как правило, совпадают. Присутствие в подошве и кровле силлообразных тел пластических деформаций и пластических деформаций во вмещающих метагабброидах и метаморфитах джанинской серии позволяет предположить, что их становление происходило в условиях активного тектогенеза. Однако, центральные части этих тел не затронуты процессами динамометаморфизма. Эти данные позволяют интерпретировать мафит-ультрамафиты как высокотемпературные тектониты, независимо от их глубинной предыстории. Вполне очевидно, что ориентированные текстуры возникали в мафит-ультрамафитах, а ещё ранее в метагаббро и метаморфитах в результате высокотемпературного пластического течения. Особенности внутреннего строения и контактов силлов, бескорневых пластообразных тел являются результатом деформации при внедрении их во вмещающие их толщи гнейсов и кристаллосланцев, метагаббро и метанортозиты. Как правило, такие тела трассируют протяжённые с пологими в северо-восточных румбах углами падения тектонические швы отслоения зоны влияния Майского дизъюнктива одного из спутников зоны Станового глубинного разлома (Гурьянов и др., 2014).

Дайки в пределах рудного поля распространены незначительно. Они сложены массивными оливиновыми плагиовестеритами и вебстеритами с признаками скрытой (иногда и без неё) расслоенности. Дайки трассируют разломы с относительно крутыми углами падения. В то же время присутствие в эндоконтактах даек пластических деформаций и пластических деформаций во вмещающих метагабброидах позволяет предположить, что их становление происходило также как и силлов в условиях активного тектогенеза. Однако породы центральной части даек не затронуты процессами динамометаморфизма.

Сульфидные руды оконтуриваются в виде пластообразных залежей, повторяя контуры материнских тел. В составе залежей преобладают рядовые вкрапленные руды. Брекчиевые и сплошные руды располагаются на контакте с вмещающими породами, иногда выходя за пределы тел. Главными минералами в составе сульфидных руд являются (вес. %): пирротин (60-80), пентландит (10-25), халькопирит (10-20), пирит (0-10); также встречаются магнетит, ильменит, борнит, халькозин, бравоит, виоларит, никелин, реже - палладиевый мелонит, сперрилит, самородное золото, теллуриды серебра, мончеит, меренскит, ирарсит, эрлихманит-лаурит, холлингвортит, изоферроплатина, герсдорфит, глаукокодот и др. (Гурьянов и др., 2014). Мощность тел рудных мафит-ультрамафитов непостоянна, изменяется от первых метров до 63 м; в одних случаях они образуют единый «пласт», в других – расщепляются на апофизы мощностью до 5, реже – до 11 м. В целом, для рудных залежей характерно преобладание вкрапленных руд с содержаниями Ni от 0,46 до 0,9 %, а Cu от 0,11 до 0,2%. В прожилково-вкрапленных рудах содержание Ni достигают 1,54%, в брекчиевых – до 5,48%, в сплошных – до 18,48% (Co до 0,64%).

*Туксани-Кукурский район исследований.* По материалам гравиметрической съемки масштаба 1:200 000 Верхне-Зейской и Туксанийской площадей Амурской области, Хабаровского края и республики Саха выделена контрастная положительная аномалия шириной около 40 км, протягивающаяся в северо-западном направлении более чем на 200 км. Эта аномальная зона является северо-западным продолжением Кун-Маньёнского медно-никелевого рудного узла и выделена в ранге Туксанийской минерагенической зоны. Туксанийская зона контролируется одноимённым глубинным разломом, который делит её на две части. На северном борту разлома встречаются протяжённые дайко- и силлообразные тела мафит-ультрамафитов с тонкой вкрапленностью сульфидов, слабо фиксируемые сетью гравиметрических наблюдений. К югу от разлома выявлены локальные

гравиметрические аномалии, обусловленные интрузиями никеленосных (Ni до 0.76%) мафит-ультрамафитов с сульфидной вкрапленностью. Наиболее контрастная аномалия установлена в бассейне р. Авгенкур, где известны значительные интервалы вкрапленных сульфидных с ЭПГ руд в габброидах одноименного массива. Установлено, что гравиметрические аномалии на местности соответствуют штокам, дайко- и плитообразным телам вебстеритов, плагиовестеритов, гарцбургитов, габброноритов, часто с тонко рассеянной вкрапленностью (1 – 5%) сульфидов (пирротин, пентландит, халькопирит). По петрофизическим, минералого-петрографическим особенностям и химизму эти породы обнаруживают сходство с мафит-ультрамафитами месторождения Кун-Маньё (Гурьянов и др., 2014). В пределах Туксани-Кукурского района выделено пять перспективных на сульфидное платиноидно-медно-никелевое оруденение площадей: Аюмканская, Авгенкурская, Купуринская, Утанахская, Борогонская. При выделении площадей использовались данные гравиметрии и магниторазведки, результаты заверочных геолого-поисковых маршрутов, а также геохимические критерии – потоки рассеяния Ni, Co, Cu, Pt и Pd.

В гравитационном поле по заливам изоаномал обособляются участки насыщенные телами ультрамафитов. Наиболее крупные тела ультрамафитов фиксируются локальными положительными аномалиями силы тяжести. При интерпретации геофизических аномалий уверенно выделяются участки насыщенные плитообразными телами, а также штоками пироксенитов и перидотитов, трассируемых потоками рассеяния Ni, Co, Cu и Pt. В штучных пробах из сульфидизированных пород по результатам геолого-поисковых работ содержания Ni достигают 1.11 %, Cu – 0,33 %, Co – 0,1%, Cr – 0.5 %, Pt – 0,6-1,45 г/т, редко до 10 г/т, Pd – 0,4 г/т, Au – 0,05 г/т.

Вся совокупность данных о структуре Кун-Маньёнского рудного поля позволяет интерпретировать мафит-ультрамафиты кунманьёнского комплекса как высокотемпературные тектониты, независимо от их глубинной предистории. Согласно этой концепции, ориентированные текстуры возникли в мафит-ультрамафитах, а ещё ранее в метагаббро, анортозитах и метаморфитах джанинской и туксаньской серий в результате высокотемпературного пластического течения; особенности внутреннего строения и контактов отдельных пластин, силлообразных, часто бескорневых пластообразных тел являются результатом деформации при внедрении во вмещающие их толщи метаморфитов, метагаббро и анортозиты. Совмещение самостоятельных тел ведёт к появлению расслоенных «интрузивов». Гра-

ницы мафит-ультрамафитов являются скорее всего «горячими» тектоническими швами. Мафит-ультрамафиты при внедрении, подобно штампам, воздействовали как на вмещающие породы, так и друг на друга, что сопровождалось пластическими деформациями и контактовым метаморфизмом. С таких позиций становится понятно, почему внутренняя структура этих тел повторяет положение сланцеватости в бластомилонитах по метагаббро и метаморфитам и не зависит от структуры рамы. По-видимому, заложение зеленокаменных поясов и троговых структур в зонах шовных дислокаций Пристанового коллизийного пояса и накопление в них осадочно-вулканогенных толщ кун-маньёнского комплекса и его аналогов, то есть образование рифтогенных структур кун-маньёнского типа (Гурьянов и др., 2012), следует рассматривать в качестве элемента пассивной континентальной окраины океанской структуры, некогда разделявшей Становой и Алданской геоблоки. Первоначально, их формирование в Пристановой зоне происходило в условиях растяжения в надсубдукционной обстановке, которые сменились условиями сжатия и соответственно выдавливанием, выжиманием мафит-ультрамафитов по зонам отслоения вдоль глубинных разломов. Предполагается трансформация субдукционной геодинамической системы (2.18-1.81 млрд. лет) в Пристановой коллизийный покровно-надвиговый ороген (1.76-1.69 млрд. лет) и, по всей вероятности, этот глобальный процесс был неоднократным. Известно, что сходная концепция развития предложена М.В.Минцем для Печенга-Имандра-Варзугской структуры, по сценарию полного цикла Уилсона с трансформацией спрединго-субдукционной геодинамической системы (2.5-1.9 млрд. лет) в коллизийный покровно-надвиговый ороген (1.84-1.77 млрд. лет).

*Работа выполнена в рамках Госзадания ФГБУН ИГиГ ДВО РАН.*

Гурьянов В.А., Роганов Г.В., Зелепугин В.Н. и др. Изотопно-геохронологические исследования цирконов раннедокембрийских пород юго-восточной части Алдано-Станового щита: новые результаты, их геологическая интерпретация // Тихоокеанская геология, 2012, т.31, № 2. С. 3-21.

Гурьянов В. А., Приходько В. С., Песков А.Ю. и др. Платиноносность никеленосных мафит-ультрамафитов Пристанового коллизийного пояса (юго-восток Сибирской платформы) // Отечественная геология, 2014. С. 48 – 55.

**NICKEL-BEARING MAFITE-ULTRAMAFITES OF THE KUN-MANYEONSKY ORE FIELD: STRUCTURAL POSITION AND ORE-BEARING (SOUTHEASTERN FRAMING OF THE SIBERIAN PLATFORM)**

V.A. Guryanov, L.L. Petukhova, V.S. Prikhodko

Institute of Tectonics and Geophysics named after Yu. A. Kosygin FEB RAS, Khabarovsk, Russia, e-mail: guryanov\_v@mail.ru

The results of studies of mafite-ultramafites of the Kun-Magnyon ore field of the south-eastern framing of the Siberian platform are presented. These data allow us to interpret nickel-bearing mafite-ultramafic rocks as high-temperature tectonites, regardless of their deep history, arising under conditions of active tectogenesis.

\*\*\*\*

**ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ МАССИВА БОГДО  
(АРКТИЧЕСКАЯ СИБИРЬ, РОССИЯ)**

Н.Л. Добрецов<sup>1</sup>, С.М. Жмодик<sup>1,2</sup>, Е.В. Лазарева<sup>1</sup>, А.В. Толстов<sup>1,3</sup>,  
Д.К. Белянин<sup>1,2</sup>, О.Н. Сурков<sup>1</sup>, Н.Н. Добрецов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт Геологии и Минералогии им. В.С. Соболева, Новосибирск, Россия, zhmodik@igm.nsc.ru

<sup>2</sup>Новосибирский Государственный Университет, Новосибирск, Россия

<sup>3</sup>LLC "Arctic Capital", Якутск, Россия

На севере Сибирской платформы, восточнее Анабарского щита, в Уджинской щелочной провинции известно несколько массивов щелочных пород с карбонатитами: Томторский, Богдо, Промежуточный, Буолкалаха, Чюэмпэ, Уэле. Массивы располагаются среди известняков, глинистых известняков, доломитов неопротерозойского возраста и терригенных метаморфизованных пород венда, и перекрываются пермскими континентальными отложениями, юрского морскими осадками и рыхлыми четвертичными отложениями. Положение массивов контролируется протяженной меридиональной рифтогенной структурой (авлакогеном (Гладкочуб и др., 2009), так называемым Уджинским сводом, и пересекающих её трансформными разломами. На теневых моделях рельефа и спектрзональных космоснимках положение Томторского и, в меньшей мере, Богдинского массивов подчеркивается кольцевыми структурами, осложненными разломными зонами субширотного (на Томторском массиве) и северо-восточного направления (на массиве Богдо). Центральная часть массива Богдо приблизительно совпадает с геологическим центром крупной кольцевой структуры, которая подчеркивается долинами рек. В магнитном и гравитационном полях массив Богдо отчетливо выделяется положительными аномалиями (Охлопков, 1987).

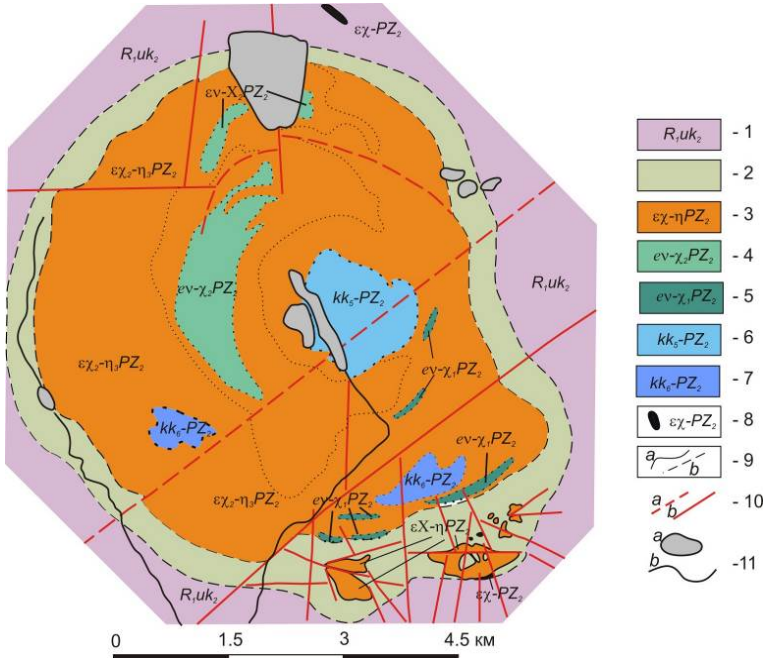


Рис. 1. Схематическая геологическая карта массива Богдо (Анабарский район, Арктическая Сибирь, Россия) (по материалам Охлопков и др., 1987). 1 – улахан-курунгская свита: доломиты с линзами и желваками кремней; 2 – зона скарнирования, фенитизации и мраморизации; 3 – ювиты, нефелиновые сиениты; 4 – метасоматизированные породы якупирангит-ийолитовой серии; 5 – породы якупирангит-ийолитовой серии: якупирангиты, ийолиты мельтейгиты; 6 – ранние кальцитовые карбонатиты; 7 – карбонатиты кальцитовые, доломитовые, анкеритовые; 8 – пикриты, альнэиты; 9 – геологические границы: а) достоверные; б) предполагаемые; 10 – разрывные нарушения: а) достоверные; б) предполагаемые; 11- а) озера; б) реки.

Массив Богдо расположен примерно в 20 км на север от наиболее крупного (21x16 км) Томторского массива. Сведения о массиве Богдо крайне фрагментарны. Возраст определен К-Аг методом для нефелиновых сиенитов, ювита, мельтейгита, биотита и калишпата - от 338 до 421 млн. лет. Скорректированное на возраст значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  равно 0,7043 и сопоставляется с фойдолитами Томторского массива (Зайцев и др., 1992; Толстов, Тянь, 1999). В тоже время, данные о минералого-геохимических особенностях и возрасте щелочных массивов представляют значительный интерес с точки зрения обос-

нования масштабов распространения щелочного магматизма и оруденения томторского типа.

В плане массив Богдо имеет форму овала, размерами около 7×8 км и характеризуется концентрически-зональным, слабо ассиметричным строением (рис. 1). В геологическом отношении массив Богдо может быть отнесен к формации ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. По данным геологического картирования (Охлопков, 1987), периферическая часть массива выполнена скарнированными, фенитизированными и мраморизованными известняками. В центральной части массива выделяется блок, сложенный кальцитовыми карбонатитами. Основная площадь массива представлена нефелиновыми сиенитами и ювитами, среди которых в виде полукольцевых участков распространены породы якупирангит-ийолитовой серии (якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты), а также блоки «поздних» кальцитовых, доломитовых и анкеритовых карбонатитов.

Нами был детально изучен керн скважины № 3257,5, вскрывающей на глубине 32-42 м, от поверхности, в разной степени измененные щелочные породы массива. В зависимости от количеств калиевого полевого шпата, нефелина, кальсилита, эгирина, биотита и изменений породы имеют различные текстурные и структурные особенности (рис. 2). Породы представлены как мелкозернистыми, так и крупнозернистыми разновидностями. Макро- и микроскопически породы могут быть разделены на четыре типа: 1 – лейкократовые светло-серой или зеленовато-серой окраски полевошпат-нефелиновые (с кальсилитом) сиениты с пироксеном, биотитом, амфиболом, сфеном (рис. 2 и 3, слева), по нефелину развивается канкринит; 2 – среднезернистые темно-серые с красно-коричневыми включениями КПШ биотит-эгирин-нефелин-полевошпатовые сиениты (рис. 2); 3 – мелкозернистые красно-бурого цвета, за счет большого количества КПШ, биотит-эгирин-нефелин-полевошпатовые сиениты. Feldшпатоид замещен тонким (толщина лейст менее 1 микрона) ориентированным агрегатом серицита и полевого шпата (псевдолейцит?); 4 – пятнистые пойкилитовой структуры карбонатизированные серицитизированные кальсилит-содержащие породы с симплектитами (рис. 2 и 3, справа;)



Рис. 2 Макрофотографии полевошпат-нефелиновых пород массива Богдо (детали см. текст).

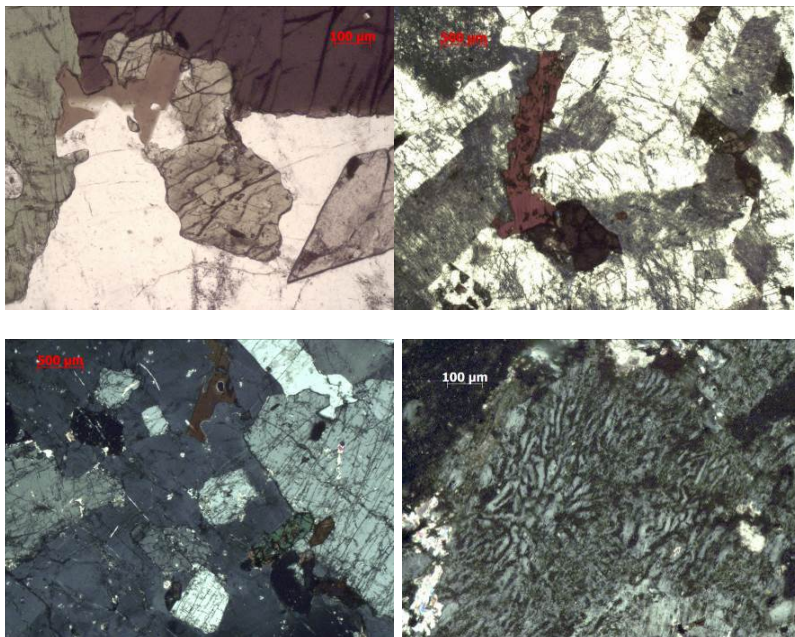


Рис. 3. Микрофотографии щелочных пород массива Богдо: верхний ряд – слева, эгирин, биотит, шорломит, сфен в сростании с КПШ. Апатит в эгири-не; середина – КПШ, замещенный нефелин, биотит, эгирин, сфен; справа – симплектит кальсилита с полевым шпатом?. Светлое – карбонат; внизу – пойкилитовая структура полевого шпата, содержащего включения нефелина, биотита, эгирина, сфена.

Данные химического анализа 19 проб позволяют говорить о том, что уровень содержания кремнезема в породах соответствует группе основных пород (от 49.0 до 52.6 мас.%  $\text{SiO}_2$ ), но с высокими концентрациями глинозема (от 20.5 до 23.6 мас.%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) и щелочей (от 12.3 до 17.4 мас.%  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) (рис. 5), с преобладанием калия (8.16-11.4 мас.%  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  от 0.11 до 0.84), а также низкими содержаниями кальция (от 1.08 до 3.5 мас. %  $\text{CaO}$ ), магния (от 0.27 до 0.78 мас.%  $\text{MgO}$ ) и железа (от 2.52 до 4.2 мас. %  $\text{FeO}_{\text{tot}}$ ). Коэффициент агапайности ( $\text{Na}+\text{K}/\text{Al}$ ) пород первого типа превышает 1 (от 1.0 до 1.13; среднее – 1.10); второго и третьего типа меняется от 0.83 до 1.01 (среднее – 0.9); четвертого – от 0.89 до 0.96 (среднее – 0.93).

На диаграмме  $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  точки составов соответствуют нефелиновым сиенитам (основным фойдолитам и основным фойдита-там по (Магматические породы..., 1983)) и нефелин-содалитовым



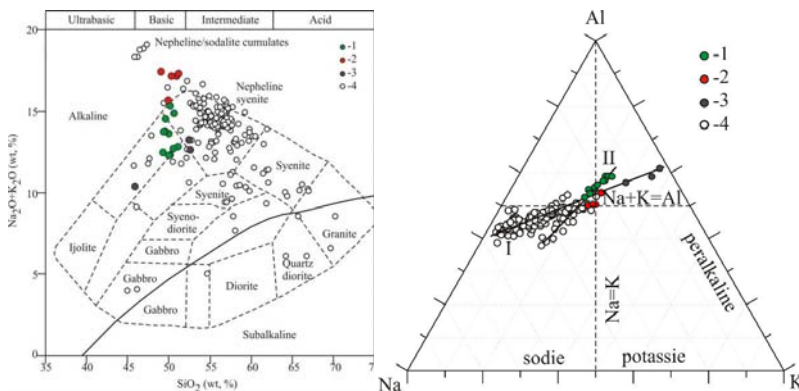


Рис. 4. Диаграммы  $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}-\text{Al}-\text{K}$ , отражающие состав щелочных пород массива Богдо. 1 – составы пород второго и третьего типа (см. текст); 2 – составы пород первого типа; 3 – составы пород четвертого типа; 4 – составы щелочных пород массива Nechalacho Layered Suite (Moller, Williams-Jones, 2016).

кумулятам. На диаграмме  $\text{Na}-\text{Al}-\text{K}$  точки составов щелочных пород массива Богдо ложатся на продолжение линий трендов, выявленных для магматических серий массива Nechalacho Layered Suite, возникновение которых объясняется фракционированием расплава (Moller, Williams-Jones, 2016).

Необходимо добавить, что по структурным особенностям (пойкилитовая структура, симплектиты), некоторым петрохимическим и минералого-геохимическим данным породы массива Богдо соответствуют рисчорритам, впервые встреченным на Кольском полуострове (гора Росвумчорр, Хибинские тундры) (Магматические породы ..., 1983). Петрохимические данные, в частности положение точек состава на трендах фракционирования расплава свидетельствует в пользу представлений о формировании рисчорритов на магматической стадии. Проявление карбонатизации щелочных пород, со значительным возрастанием содержания титана (2,88 мас.%  $\text{TiO}_2$ ), редкоземельных и редких элементов (рис. 5), с мультиэлементным спектром, близким к томторским карбонатитам, позволяют сделать предположение о возможном значительном распространении карбонатитов с редкометалльной и редкоземельной минерализацией в массиве Богдо.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 18-05-70109\_Арктика, по государственному заданию ИГМ СО РАН. Аналитические исследования выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.*

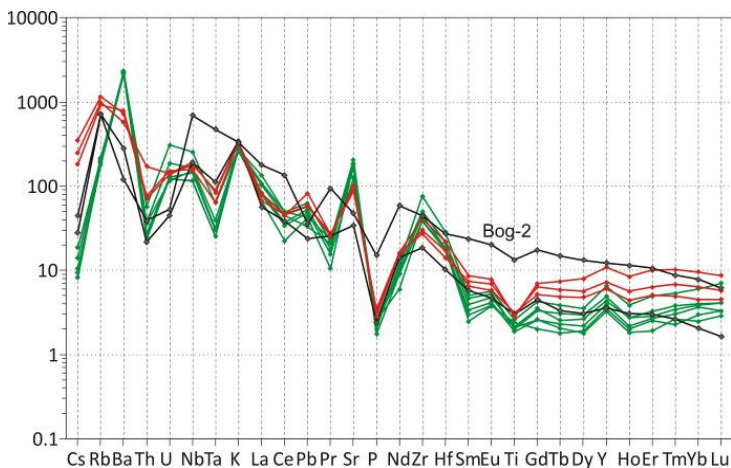
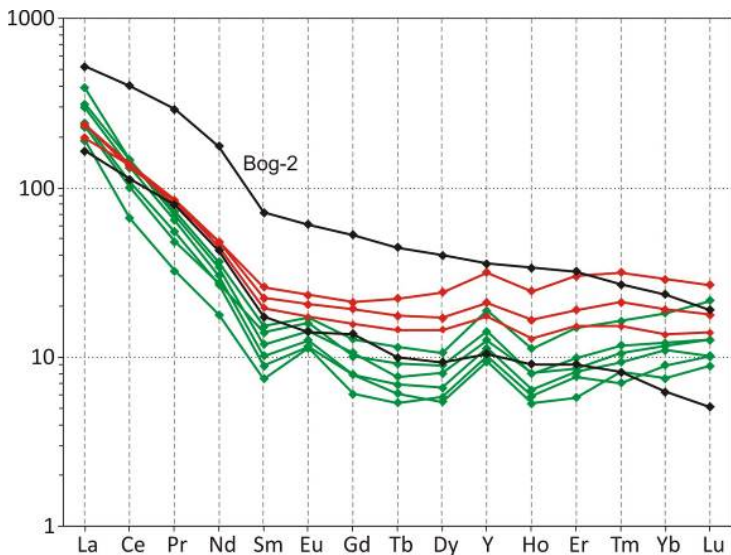


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов (нормировано по хондриту (McDonough, Sun, 1995) и мультиэлементные диаграммы (нормировано по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989), отражающие состав щелочных пород массива Богдо. Bog-2 - карбонатизированные серицитизированные кальсилит-содержащие породы с симплектиками.

Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Травин А.В., Мазукабзов А.М., Константинов К.М., Юдин Д.С., Корнилова Т.А. Уджинский мезо-

протерозойский палеорифт (север Сибирского кратона): новые данные о возрасте базитов, стратиграфии и микрофитологии // Докл. Ак. наук. 2009. Т. 425. № 5. С. 642-648.

Зайцев А.И., Энтин А.Р., Ненашев Н.И., Лазебник К.А., Тянь О.А. Геохронология и изотопная геология Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН. 1992. 248 с.

Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. Ч. 2. Гл. ред. О.А. Богатилов. М.: Наука. 1983. 767 с.

Охлопков В.И. Отчет о геолого-поисковых и геолого-съёмочных работах в Анабарском районе. Якутск. Фонды. 1987.

Толстов А.В., Тянь О.А. Геология и рудоносность массива Томтор. Якутск: ЯНЦ СО РАН. 1999. 164 с.

Moller V., Williams-Jones A.T. Petrogenesis of the Nechalacho Layered Suite, Canada: Magmatic Evolution of a REE-Nb-rich Nepheline Syenite Intrusion // J. Petrol. 2016. Vol. 57 (2). P. 229–276.

#### **ALKALINE ROCKS OF THE BOGDO MASSIF (ARCTIC SIBERIA, RUSSIA)**

N.L. Dobretsov<sup>1</sup>, S.M. Zhmodik<sup>1,2</sup>, E.V. Lazareva<sup>1</sup>, A.V. Tolstov<sup>1,3</sup>, D.K. Belyanin<sup>1,2</sup>, O.N. Surkov<sup>1</sup>, N.N. Dobretsov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geology and Mineralogy named after V.S. Sobolev, Novosibirsk, Russia,  
zhmodik@igm.nsc.ru

<sup>2</sup> Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

<sup>3</sup>LLC "Arctic Capital", Yakutsk, Russia

The results of a alkaline rocks study of the ultrabasic-alkaline rocks and carbonatites Bogdo complex (Arctic Siberia) are presented. The Bogdo is located 20-30 km north of the Tomtor deposit. Petrochemical data indicates in favor of ideas about the formation of rishchorrites at the magmatic stage. The manifestation of alkaline rocks carbonatization allows to make an assumption about the possible significant distribution of carbonatites with rare-metal and rare-earth mineralization in the Bogdo massif.

\*\*\*\*

#### **ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗИТОВ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ СЕВЕРНОГО СКЛОНА КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ**

Н.А. Дугарова, И.Ф. Гертнер

Томский государственный университет, Томск, Россия, nadyadugarova@mail.ru

В складчатых областях современных континентов ультрамафит-мафитовые комплексы образуют протяженные линейные зоны, которые рассматриваются в качестве сутурных швов между субконтинентальными террейнами. По мнению многих исследователей в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) такие зоны

отвечают фрагментам Палеоазиатского океана (Берзин, Кунгурцев, 1996; Добрецов и др., 2005). Одной из древних структур Алтае-Саянской складчатой области (АССО), входящей в состав ЦАСП, является Кузнецкий Алатау. Он представляет собой каледонскую коллизионную систему. Тектогенез сопровождался активной магматической деятельностью с образованием комплексов повышенной щелочности. Для региона характерен «мозаичный» (или блоковый) структурный стиль, обусловленный развитием тектонических нарушений северо-западного и субмеридионального простирания (Алабин, 1983; Берзин, Кунгурцев, 1996).

Центрально-Алатауская зона, приуроченная к осевой части Кузнецкого Алатау, сосредотачивает в себе основные крупные базит-гипербазитовые ассоциации (Пинус и др., 1958; Коновалова, Прусевич, 1977). Наиболее сохранившейся и изученной выступает базит-гипербазитовая ассоциация гг. Северной, Зеленой и Бархатной, которая сложена типичным для офиолитового разреза набором петрографических разновидностей (Гончаренко, 1982; Краснова и др., 2001), сформированных при развитии океанической коры в рифее ( $T$  (Sm-Nd) =  $950 \pm 59$  и  $937 \pm 50$  млн. лет) (Gertner etc., 2013). По характеру внутреннего строения офиолиты рассматриваются в качестве зонально-полукольцевой структуры, внешняя зона которой сложена ультрамафитовыми составляющими, а внутренняя – мафитовыми (Коновалова, Прусевич, 1977). На западном склоне г. Бархатной преобладают достаточно однородные мелко- и среднезернистые габбро, габбро-диабазы, пронизанные многочисленными дайковыми и жильными телами микрогаббро, микрогаббродиоритов и реже дацитовых порфиров. Базиты восточного склона гг. Северной и Зеленой представлены габброидами разной меланократовости с признаками дифференциации и полосчатых текстур (Краснова и др., 2001).

Кундустуол-Семеновская базит-гипербазитовая ассоциация представлена цепочкой небольших дайко- и линзообразных тел перидотитов и серпентинитов. Они локализуются вдоль тектонического контакта между породами нижнекембрийского и протерозойского возраста. В тесном структурном и пространственном сочетании с гипербазитами находятся тела габброидов, диоритов, диорит-диабазов с локальным распространением пироксенитов, альбититов, лиственитов, а также дайки и жилы мелкозернистых сиенитов и сиенит-аплитов (Коновалова, Прусевич, 1977).

Исследуемые базиты представлены габбро, габбро-порфиритами, габбро-диабазами и микрогаббро. Отличительной чертой этих пород является наличие признаков наложенных метаморфических

изменений. Установлено два этапа метаморфизма: первый соответствует прогрессивному пику при  $T = 500-700$  °C и  $P = 2-6$  кбар (эпидот-амфиболитовая фация), а второй регрессивному этапу с  $T = 350-510$  °C и  $P = 2-9$  кбар (Дугарова и др., 2017).

Петрохимические параметры изученных пород варьируют в широких пределах (10-20 %  $Al_2O_3$ ; 0,5-2,5 %  $TiO_2$ ; 3-17 %  $MgO$ ), указывая на вероятную их принадлежность к «кумулятивному» или «расслоенному комплексу». Наблюдается закономерный рост  $Na_2O+K_2O$  (0,25-7,10 мас. %) по мере увеличения концентраций  $SiO_2$ . Соотношения разновидностей нормальной и повышенной щелочности достаточно близки (т.е.  $\sim 1:1$ ), что может быть результатом широкого развития как посторонних дайковых образований, так и продуктов известково-щелочной серии. По уровню накопления суммарного железа большинство пород соответствуют продуктам толеитовой серии, но, тем не менее, часть фигуративных точек попадает в поле известково-щелочной серии. По соотношению  $K_2O/Na_2O$  изучаемые базиты соответствуют образованиям натриевой и субнатриевой специализации.

Различная степень дифференцированности вещественного состава ультрамафит-мафитовых ассоциаций офиолитовых парагенезов намечается и по спектрам распределения редкоземельных элементов (РЗЭ). Так по соотношению  $La/Yb$  исследуемые породы можно условно разделить на четыре группы. Первая группа имеет характер распределения РЗЭ близкий к наблюдаемому в базальтах N-MORB с характерным обеднением легкими РЗЭ:  $La/Sm_n = 0,55-0,86$ ;  $La/Yb_n = 0,52-0,77$ . Во второй группе фракционирование лантаноидов практически отсутствует ( $La/Sm_n = 0,84-1,09$ ;  $La/Yb_n = 1,04-1,72$ ), но наблюдаются по сравнению с первой группой более высокие содержания легких РЗЭ и низкие тяжелых РЗЭ. В третьей группе с  $La/Sm_n = 1,68-2,78$  и  $La/Yb_n = 3,15-7,10$  образцы из Семеновского и Бархатного массивов по форме спектров распределения РЗЭ максимально приближены к продуктам E-MORB. Породы из гг. Северная-Зеленая, напротив, тяготеют к образованиям островодужных систем как с положительными, так и отрицательными европиевыми аномалиями. В четвертую группу входят образцы только из гг. Северная-Зеленая, для которых характерна достаточно резкая дифференциация редкоземельных элементов ( $La/Sm_n = 0,93-5,09$  и  $La/Yb_n = 1,76-12,64$ ), и отмечается дефицит концентраций тяжелых лантаноидов. Также наблюдается повышенная роль фракционирования плагиоклаза в данных породах  $Eu/Eu^* = 1,08-1,88$ . Особенности распределения элементов-примесей в большинстве описываемых пород нормированных к

N-MORB демонстрируют характеристики, типичные для островодужных магм: породы обогащены LIL (Cs, Rb, Ba, Sr) и легкими РЗЭ (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu) относительно элементов HFSE (Zr, Hf, Ti, Nb, Ta) и тяжелых РЗЭ (Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu).

На основании петрохимических параметров рассматриваемые породы офиолитовой ассоциации могут быть отнесены к продуктам натриевой толеитовой петрохимической серии, типичным для магматизма собственно океанических структур (MORB). Однако на фоне наиболее выраженной толеитовой специализации базитов постоянно наблюдается осложнение признаками развития известково-щелочных производных, которые обнаруживают сходство с образованиями островодужных систем, областей задугового спрединга или офиолитами надсубдукционных зон. Данные выводы подтверждаются и нормированными диаграммами РЗЭ и редких элементов. Это говорит о формировании изученных базитовых серий в различных геодинамических обстановках, но пространственная близость которых объясняется тектонической аккрецией разнородных фрагментов океанической коры в субдукционных зонах.

*Исследования выполнены в рамках государственного задания Минобрнауки России (проект № 5.2352.2017/ПЧ).*

Алабин Л.В. Структурно-формационная и металлогеническая зональность Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1983. 102 с.

Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 63-81.

Гончаренко А.И., Кузнецов П.П., Симонов В.А., Чернышов А.И. Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау (на примере Среднетерсинского массива). Новосибирск: Наука, 1982. 105 с.

Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 9. С. 952-967.

Дугарова Н.А., Тишин П.А., Гертнер И.Ф., Краснова Т.С. Минералогия и условия образования metabазитов офиолитовой ассоциации северного склона Кузнецкого Алатау // Литосфера. 2017. Т. 17. № 4. С. 97-109.

Коновалова О.Г., Прусевич Н.А. Дунит-гарцбургитовые массивы Кузнецкого Алатау и Салаира. Новосибирск: Наука, 1977. 166 с.

Краснова Т.С., Гертнер И.Ф., Уткин Ю.В. Перспективы платиноносности офиолитов Кузнецкого Алатау // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Мат. науч. конф. Томск:

ЦНТИ, 2001. Вып. 2. С. 229-235.

Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 295 с.

Gertner I.F., Bayanova T.B., Krasnova T.S., Vrublevskii V.V., Sayadyan G.R. Age and matter sources of ophiolites of the Kuznetsk Alatau, SW Siberia: new Sm-Nd isotope data // Min. Mag. 2013. Vol. 77. N 5. P. 1159.

## **THE GEOCHEMICAL FEATURES OF THE MAFIC ROCKS OF THE OPHIOLITE ASSOCIATION OF THE NORTHERN SLOPE OF KUZNETSK ALATAU**

N.A. Dugarova, I.F. Gertner

Tomsk State University, Tomsk, Russia, nadyadugarova@mail.ru

This work presents the results of a study of basites from the ophiolite paragenesis of the Severnaya, Zelenaya, Barkhatnaya mountains and Semenovskiy massif. The obtained petrochemical and geochemical heterogeneities of mafic rocks indicate their formation in various geodynamic settings, but their spatial proximity is explained by tectonic accretion of heterogeneous fragments of the oceanic crust in the subduction zones.

\*\*\*\*

## **МОДЕЛЬ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА**

Н.С. Жатнуев, В.И. Васильев, Г.Д. Санжиев, Е.В. Васильева

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, zhat@ginst.ru

Источником алмазоносных кимберлитов является субкратонная мантия (>180 км), однако в последнее время получены данные, что источником некоторых алмазов является переходная зона (400–670 км) и даже нижняя мантия (>670 км) (Haggerty, 1994). Оценка скоростей подъёма кимберлитовых магм через литосферу весьма неоднозначна.

Предполагается очень высокая скорость подъёма и флюидонасыщенность кимберлитовых магм. По одним расчётам, кимберлитовый расплав может двигаться со скоростью от 4 м/с (Kelley, Wartho, 2000), по другим – прорыв литосферы кимберлитами может происходить со скоростью до 400 м/с (McGetchin, 1968), что выше скорости звука в воздухе. Также имеется много промежуточных значений оценки скорости. Очень высокой скоростью прорыва и адиабатическим охлаждением газонасыщенной кимберлитовой магмы объясняется сохранность алмаза при выходе на поверхность.

Но объяснений сохранности алмаза в кимберлитах может быть два: первое (кинетическое): скорость подъёма кимберлитовой магмы настолько высока, а скорость трансформации алмаза в графит, соответственно, настолько ниже, что алмазы не успевают «сгореть» за время внедрения; второе (термодинамическое): в близповерхностных условиях давление в кимберлитовом расплаве настолько высоко, а температура сравнительно низка, что алмаз вплоть до поверхности находится в условиях своей термодинамической стабильности.

Если принять глубину источника 400 км, то при скорости подъёма в 4 м/с (Kelley, Wartho, 2000) кимберлит на поверхности может оказаться за ~28 часов, а при скорости 400 м/с (McGetchin, 1968) – за 17 минут.

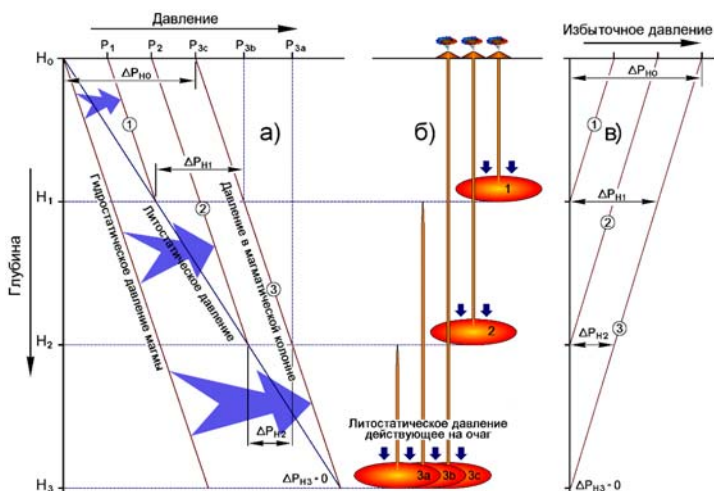


Рис. 1. Механизм возникновения и эволюции избыточного давления (ИД).

диаграмма «глубина – давление», показывающая механизм возникновения ИД в протяжённых по вертикали магматических колоннах: цифры в кружочках 1–3 – графики величин ИД, возникающего в магматических системах, имеющих глубины  $H_1$ – $H_3$ ;  $P_1$ – $P_3$  – величина ИД при прорыве магматической колонны на поверхность;  $P_{3a}$ – $P_{3c}$  – ИД на разных стадиях прорыва очага к поверхности; длина отрезков  $\Delta P_{H_0}$ – $\Delta P_{H_2}$  показывает величину ИД на данном уровне глубины; схематическое изображение разноглубинных магматических очагов: 1–3 – магматические очаги, возникшие на глубинах  $H_1$ – $H_3$ ;  $Z_a$ – $Z_c$  – стадии прорыва к поверхности очага с глубины  $H_3$ ; графики ИД, возникающие в магматических колоннах: длина отрезков  $\Delta P_{H_0}$ – $\Delta P_{H_3}$  показывает величину ИД на соответствующих глубинах. Остальные пояснения в тексте.



Учитывая кинетику графитизации алмаза (Милашев, 1984), с определённой долей вероятности можно считать, что алмаз сохраняется при транспортировке из мантии на поверхность кимберлитовой магмой и в том, и другом случае. Таким образом, основным доказательством сохранности алмаза в кимберлитах является кинетический фактор, т.е. высокая скорость продвижения кимберлитовой магмы к поверхности.

Здесь мы попытаемся объяснить, почему распространённость алмазоносных кимберлитов подчиняется «правилу Клиффорда» (Clifford, 1966), и обосновать термодинамическую устойчивость алмаза вблизи поверхности за счёт высоких давлений, возникающих в кимберлитовой магме из-за разности плотностей расплава и породы.

Давление магмы, находящейся в замкнутом очаге, в общем соответствует литостатическому (ЛД), но в апикальной части резервуара или в верхней части магматической колонны оно должно превышать таковое на величину, пропорциональную разности плотностей магмы и вмещающей породы и высоте магматической колонны. Этот тезис был обоснован нами ранее в работах Жатнуева Н. С. с соавторами (2010, 2012, 2013, 2016). Используя известное уравнение гидростатики, мы рассчитали избыточные давления (ИД), возникающие в магматической колонне при разной её высоте и при разных плотностях магмы и вмещающих пород.

Концепция расчётов основана на механизме возникновения ИД и его зависимости от глубины очага (рис. 1). Чем больше высота магматической колонны, тем значительнее разница между ЛД и ИД магмы в верхней части очага. Для иллюстрации этого на рис. 1а представлен схематический график ЛД, рассчитанный по плотности пород до глубины НЗ, и график гидростатического давления магмы, которое может быть создано столбом жидкого расплава такой же высоты НЗ.

Поскольку магматическая камера в недрах Земли находится под ЛД, то в основании очага давление магмы равно литостатическому. Если мы спроецируем график гидростатического давления магмы на график ЛД (широкие стрелки), выровняв лито- и гидростатические давления в основании магматического очага, то получим давление в магматической колонне. Для очага 1 с глубиной Н1 величина ИД в момент прорыва магмы на поверхность будет равна Р1 (рис. 1б). Соответственно, для очага 2 – Р2 и для очага 3 – Р3с. Аналогичное обоснование ИД в магме ранее было предложено Херцбергом с соавторами (Herzberg et al., 1983). Величину давления магмы на разных уровнях колонны в процессе прорыва мы можем получить, спроеци-

ровав точку с соответствующей глубиной на графике на ось давления. На примере магматического очага с глубиной дна НЗ показаны разные стадии его эволюции (под номерами 3а, 3б, 3с). Видно, что на стадии 3а давление в голове магматической колонны будет равно  $P_{3а}$ , а на стадиях 3б и 3с –  $P_{3б}$  и  $P_{3с}$  соответственно. Графики ИД мы можем получить, нормируя давление в магматической колонне относительно ЛД (рис. 1в). Отрезками  $\Delta P_{Н0}$ – $\Delta P_{НЗ}$  показаны величины ИД для графика 3 на глубинах Н0–НЗ. Как можно видеть из этих построений, ИД, начиная от подошвы магматической камеры, постепенно растёт вверх и у поверхности выравнивается с общим давлением в колонне. Общее давление в магматической колонне равно ЛД плюс ИД.

Для модельных ситуаций, рассмотренных ниже, ЛД рассчитывалось путём численного интегрирования упомянутого уравнения гидростатики (Жатнуев, 2010, 2016) с учётом плотности пород, увеличивающейся с глубиной. Значения плотности пород использованы из оцифрованного графика А. Рингвуда (1981). Гидростатические давления магмы рассчитывались тем же способом. Для расчётов, исходя из соображения о меньшей плотности выплавляющейся магмы по сравнению с исходной породой, плотность магмы мы взяли равной  $DН \times 0.85$ , где  $DН$  – плотность кристаллической породы, из которой выплавляется магма, а 0.85 – приблизительное соотношение между плотностью расплава и кристаллической породы, получаемое для большинства пород экспериментально (Кадик и др., 1979). Поскольку флюидонасыщенная магма по мере подъёма испытывает декомпрессию и разуплотнение, то плотность магмы на поверхности мы приравнивали к плотности газонасыщенного базальтового расплава 2.0 г/см<sup>3</sup> (при 0.1 Мпа) (Herzberg et al., 1983). Такая величина принята из соображений о значительном снижении плотности расплава при декомпрессии с отделением и сохранением флюида в виде газовых пузырьков в относительно вязкой магме (Шкоджинский, Зольников, 1995). Чтобы не усложнять расчётов, промежуточные значения плотности магмы от уровня очага до поверхности были получены путём линейной интерполяции.

Некоторые результаты расчётов представлены на рис. 2а и 2б, где изображены графики литостатических и избыточных давлений в магматической колонне с глубиной подошвы 200, 400 и 660 км (граница верхней и нижней мантии) при стартовой плотности магмы в очаге, равной соответственно 2.86, 3.05 и 3.26 г/см<sup>3</sup>. Конечная плотность магмы вблизи поверхности принята 2.0 г/см<sup>3</sup>.

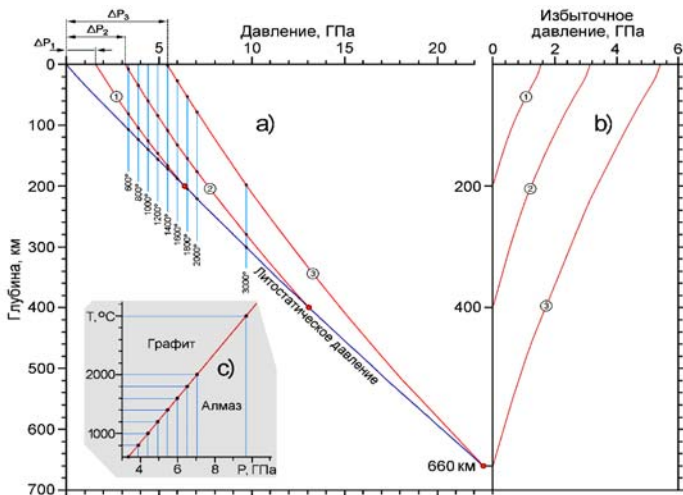


Рис. 2. Результаты расчётов.

a - Графики литостатического давления и давлений в магматической колонне для разноглубинных очагов с подошвой на глубинах (цифры в кружочках): 1 – 200 км, 2 – 400 км, 3 – 660 км при конечной плотности магмы у поверхности  $2.0 \text{ г/см}^3$ ; крупные точки на графике ЛД – уровни глубины дна магматического очага от поверхности. b - ИД в магматических колоннах разной глубинности; c - P-T условия равновесия графит-алмаз (по Bundy et al, 1961), мелкие точки соответствуют точкам на графиках 1, 2, 3.

Остальные пояснения в тексте.

Как показали расчёты, при глубине подошвы магматического очага 200 км (график 1), величина давления магмы у поверхности составляет 1.6 ГПа. Для глубин 400 и 660 км эти давления составляют 3.2 и 5.5 ГПа соответственно (графики 2 и 3). Эти значения давлений равны ИД магмы на этом уровне  $\Delta P_1$ – $\Delta P_3$ . Проекция кривой равновесия графит–алмаз (рис. 2с) на график ЛД показывает, что алмаз может быть устойчив в породах мантии на глубинах более 100 км. Когда мы будем рассматривать устойчивость алмаза в магматических колоннах, то можем видеть, что при глубине очага в 200 км равновесие графит – алмаз незначительно сдвигается в область меньших глубин (см. точки на графике 1). При увеличении глубины магматического очага до 400 км этот сдвиг становится значительнее, а при 660 километровой глубине и относительно низких температурах (600–800 °C) алмаз устойчив вплоть до поверхности (см. точки на графике 3). К тому же, следует предположить, что при прорыве магмы, насыщенной газами, произойдёт резкое снижение давления вблизи поверхности и вместе с тем соответствующее моментальное

адиабатическое снижение температуры, что не позволит алмазу превратиться в графит, в том числе, и вследствие кинетических ограничений.

Также становится ясно, что кимберлитовые магмы – по сути газонасыщенные карбонатизированные лерцолитовые или перидотитовые магмы (Dalton, Presnall, 1998) с низкой плотностью – могут формировать системы с очень высокими избыточными давлениями. При низкой прочности мантии они могут легко прорывать вмещающие породы, образуя при сравнительно небольшом объеме магматические колонны, способные «протыкать» при прогрессирующем росте ИД кратонную литосферу с очень большой скоростью. Алмазонасность кимберлитов обусловлена тем, что магматические очаги формируются в разрезе ниже уровня перехода графит-алмаз, и при сохранении и даже интенсивном росте ИД алмазы, лерцолитовые и эклогитовые нодулы выносятся с кимберлитом на поверхность.

Исходя из изложенного, можно сделать следующие выводы:

1) Избыточное давление в кимберлитовых магмах может быть настолько высоким, что алмаз в них будет термодинамически устойчивым вплоть до поверхности.

2) Величина избыточного давления, обеспечивающего устойчивость алмаза, тем выше, чем глубже источник магмы и чем меньше плотность расплава, которая уменьшается в связи с процессами декомпрессии и дегазации.

3) Исходя из очень высоких избыточных давлений, можно предположить чрезвычайно высокую скорость прорыва кимберлитовой магмы из мантийного источника, которую пока не представляется возможным достоверно количественно оценить.

4) Судя по находкам в кимберлитовых трубках эклогитов, содержащих алмазы (Ringwood et al., 1992), можно предполагать, что эклогитовые включения могут быть захвачены кимберлитовым расплавом в процессе подъема его из более глубоких источников, и при этом эклогитовый парагенезис с алмазом может быть термодинамически устойчив вплоть до поверхности.

*Работа выполнена в рамках проекта IX.136.1.2 НИР ПФНИ ГАН «Исследование факторов, определяющих закономерности развития сейсмического процесса и сейсмическую опасность Прибайкалья», № государственной регистрации АААА-А16-116121550016-3.*

Жатнуев Н.С. Динамика глубинных магм // Докл. Ак. наук. 2010. Т. 430. № 6. С. 787–791.

Жатнуев Н.С. Трансмантийные флюидные потоки и происхождение плюмов // Докл. Ак. наук. 2012. Т. 444. № 1. С. 50–55.

Жатнуев Н.С. Трансмантийные (интрателлурические) флюиды: новая модель плюмов и плюмовогомагматизма // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 8. С. 1445–1454.

Жатнуев Н.С., Васильев В.И., Санжиев Г.Д. Восходящая миграция флюидов в мантии, расчётная и аналоговая модели // Отечественная геология. 2013. № 3. С. 24–30.

Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1979. 268 с.

Милашев В.А. Трубки взрыва. Ленинград: Недра, 1984. 268 с.

Рингвуд А.Е. Состав и происхождение Земли. М.: Наука, 1981. 113 с.

Шкодзинский В.С., Зольников Г.В. Декомпрессионное затвердевание кимберлитового расплава и генезис кимберлитовых диатрем и брекчий // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 12. С. 99–104.

Bundy F.P., Bovenkerk H.P., Strong H.V., Wentorf R.H. Jr., Diamond-graphite equilibrium line from growth and graphitization of diamond // J. Chem. Physics. 1961. 35. P. 383–391.

Clifford T.N. Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces of Africa // Earth Planet. Sci. Lett. 1966. 1. P. 421–434.

Dalton J.A., Presnall D.C. Carbonatitic melts along the solidus of model lherzolite in the system CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub> from 3 to 7 GPa // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. Vol. 131. P. 123–135.

Haggerty S.E. Superkimberlites: a geodynamic diamond window to the Earth's core // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. Vol. 122. P. 57–69.

Herzberg C.T., Fyfe W.S., Carr M.J. Density constraints on the formation of the continental Moho and crust // Contrib. Mineral. Petrol. 1983. Vol. 84. P. 1–5.

Kelley S.P., Wartho J.-A. Rapid kimberlite ascent and significance of Ar/Ar ages in xenolith phlogopites // Science. 2000. Vol. 289. P. 609–611.

McGetchin T.R. The Moses Rock dyke: petrology and mode of emplacement of kimberlite-bearing Breccia dyke, San Juan County, Utah // Unpubl. Ph. D. Thesis. Calif. Inst. Tech. 1968.

Ringwood A.E., Kesson S.E., Hibberson W., Ware N. Origin of kimberlites and related magmas // Earth Planet. Sci. Lett. 1992. Vol. 113. P. 521–538.

#### **MODEL OF KIMBERLITE MAGMATISM**

N.S. Zhatnuev, V.I. Vasiliev, G.D. Sanzhiev, E.V. Vasilieva

Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia, zhat@ginst.ru

Diamond-bearing kimberlite pipes are a unique phenomenon of volcanism on ancient cratons with a powerful and cold lithosphere. Despite the very large num-

ber of works on the kimberlite theme, it remains unclear how, with a relatively small volume of kimberlite magma "breaks" a powerful craton lithosphere, while carrying a huge load of xenogenic ultrabasic material. We propose a model of the dynamics of kimberlite magmas, which allows, in our opinion, to clarify the problem of the origin of diamondiferous kimberlites.

\*\*\*\*

## **ОБ ОТОБРАЖЕНИИ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ МАССИВОВ, РАСПОЛОЖЕННЫХ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ РЕСПУБЛИКИ ТУВА, В АНОМАЛЬНЫХ МАГНИТНОМ И ГРАВИТАЦИОННОМ ПОЛЯХ**

Е.М. Звягин<sup>1</sup>, Ф.П. Леснов<sup>2</sup>, Ю.М. Зюзин<sup>1</sup>, И.Ю. Лоскутов<sup>1</sup>, М.И. Карпухин<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Акционерное общество «Сибирский научно-исследовательский институт геологии геофизики и минерального сырья», Новосибирск, Россия, [zvyagin@sniggims.ru](mailto:zvyagin@sniggims.ru);  
[ilia63@mail.ru](mailto:ilia63@mail.ru)

<sup>2</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, [lesnovfp@list.ru](mailto:lesnovfp@list.ru); [felix@nsc.igm.ru](mailto:felix@nsc.igm.ru)

На территории Тувы широко распространены разнотипные мафит-ультрамафитовые массивы, в том числе те, в которых резко преобладают ультрамафиты. Продолжительное время считалось, что эти массивы, структурно приуроченные к зонам глубинных разломов, расположены в виде отчетливо выраженных и различных по протяженности поясов (Пинус и др., 1958). Использование современных данных корпорации Google позволило откорректировать координаты центров мафит-ультрамафитовых массивов (Леснов и др., 2018) и с достаточной долей уверенности предположить, что они расположены не в виде отчетливо выраженных поясов, а в пределах ряда разномасштабных ареалов, ряд из которых состоят из нескольких зон: 1) Западно-Тувинский ареал (Моген-Буренская, Барлыкская и Хемчикская зоны); 2) Куртушибинский ареал; 3) Восточно-Тувинский ареал (Хамсаринская, Айлыгская и Эмийская зоны); 4) Каахемский ареал (Коптинская и Ужепская зоны); 5) Ондум-Таннуольский ареал; 6) Южно-Тувинский ареал (Леснов и др., 2018, 2019). Многие мафит-ультрамафитовые массивы представляют собой пространственно сближенные тектонические блоки (протрузии) реститогенных ультрамафитов и прорывающие их интрузивы габброидов, а также расположенные вдоль границ между ними контактово-реакционные зоны, сложенные гибридными ультрамафитами и габброидами. Это позволяет рассматривать такие массивы как полигенные. Входящие в состав этих массивов ультрамафиты в различной мере серпентинизированы вплоть до образования серпентинитов, вследствие чего они содержат переменные количества вторичного магнетита (Леснов и др., 2019).

Выходы на дневную поверхность мафит-ультрамафитовых массивов, принадлежащих Куртушибинскому (2 эпицентра), Каахемскому (7), Ондум-Таннуольскому (7) и Южно-Тувинскому (9) ареалам были вынесены на карты аномального магнитного поля (25 эпицентров) и высокочастотной составляющей аномального гравитационного поля (23) масштаба 1:500 000, составленные в АО СНИИГ-ГиМС в 2017-2019 гг. на центральную часть территории республики Тыва. Карта магнитного поля составлена по результатам преимущественно крупномасштабных аэромагнитных работ. При создании карты высокочастотной составляющей аномального гравитационного поля, в основном, использованы данные среднемасштабных съемок. Выбор последней обусловлен тем, что эта карта более удобна для сопоставления с материалами других геолого-геофизических методов, поскольку можно считать, что она характеризует строение приповерхностной части разреза земной коры.

Наблюдаются разные типы соотношений в отражении мафит-ультрамафитовых массивов в указанных аномальных полях (таблица). Большинство массивов отображаются коррелирующимися между собой максимумами (15 случаев из 23), чего следовало ожидать, поскольку эти массивы, по определению, должны иметь повышенные по отношению к вмещающим породам намагниченность и плотность. С гораздо меньшей частотой максимумы магнитного поля могут быть приурочены к гравитационным ступеням или к минимумам высокочастотной составляющей гравитационного поля, еще реже эти массивы отмечаются совмещенными минимумами в обоих полях. Наибольшее разнообразие соотношений аномалий потенциальных полей характерно для Южно-Тувинского ареала мафит-ультрамафитовых массивов. Указанные различия могут быть связаны как с разнообразием петрографического состава этих массивов, так и в их соотношениях с породами обрамления. При этом только незначительная часть выявленных магнитных и гравитационных аномалий имеет видимую пространственную связь с выходящими на дневную поверхность мафит-ультрамафитовыми массивами. Часть аномалий может быть обусловлена не вскрытыми эрозией телами такого состава. Кроме того, можно полагать, что некоторые магнитные аномалии могут указывать на наличие иных намагниченных пород, например, железорудных проявлений в скарнах или роговиков.

Таблица. Отображение магнит-ультрамагнитовых массивов в аномальных потенциальных полях (территория Республики Тыва, листы М-46 - V, VI, XI, XII; М-47-I, VII)

№ массива	Наименование массива	Петрографический состав массива (площадь или линейные размеры)	Характеристика магнитных аномалий	Характеристика высокочастотной компоненты гравитационных аномалий
<b>Куртубинский ареал</b>				
<i>Айваская зона</i>				
8.1	Башхемский	Перидотиты, габброиды (нет данных)	Максимум интенсивностью около 400 нТл субширотного простирания	Нет данных
8.8	Хангинский	Перидотиты, габброиды (100 кв. км)	Восточная периферия максимума интенсивностью около 450 нТл субширотного простирания (ассоциирован с двумя	«Седловина» между двумя максимумами
<b>Казахский ареал</b>				
<i>Коптинская зона</i>				
10.1	Коптинский	Перидотиты, габброиды (нет данных)	Слабовыраженный (амплитуда менее 50 нТл) максимум меридионального простирания на фоне отрицательного поля	Зона градиентов низкой интенсивности
10.2	Малокотлинский	Перидотиты, габброиды (нет данных)	Северная периферия обширного изометричного максимума интенсивностью до 1000 нТл (тот же что 10.3)	Северная периферия субширотного максимума интенсивностью до 14 мГал (тот же что 10.3)
10.3	Кара-Окский	Перидотиты, габброиды (нет данных)	Обширный (тот же что 10.2) изометричный максимум интенсивностью до 1000 нТл	Субширотный максимум (тот же что 10.2) интенсивностью до 14 мГал
<i>Ужельская зона</i>				
11.1	Ужельский	Перидотиты, габброидов мало (14 кв. км)	ЮВ периферия максимума амплитудой до 1000 нТл	ЮЗ периферия максимума амплитудой около 3 мГал СЗ простирания
11.2	Майский	Габброиды преобладают над перидотитами (нет данных)	Северная периферия изометричного максимума интенсивностью до 200 нТл	ЮЗ периферия максимума амплитудой около 6 мГал СЗ простирания
11.3	Шуйский	Габброиды (2,1 кв. км)	Северная периферия малоамплитудного минимума	Южная периферия минимума амплитудой около 3 мГал
11.4	Чадальский	Габброиды (3 x 4 км)	Северная часть субмеридиональной цепочки разноамплитудных максимумов интенсивностью до 1000 нТл	СВ периферия субмеридионального максимума амплитудой около 7 мГал
<b>Ондум-Танульский ареал</b>				
12.1	Усть-Коптинский	Габброиды (нет данных)	Максимум интенсивностью до 1000 нТл субмеридионального простирания	Северная периферия сложнопостроенного максимума амплитудой около 6 мГал С-СЗ простирания
12.2	Зубовский	Габброиды (3,5 x 4 км)	Восточная периферия максимума интенсивностью свыше 1500 нТл субмеридионального простирания	Южный из субмеридиональной цепочки разноамплитудных (до 5 мГал) максимумов



Окончание таблицы

12.3	Курдугойский	Перидотиты (преобладают), габброиды (1 кв. км)	Восточная периферия максимума интенсивностью свыше 1500 нГл субширотного простирания	Восточная периферия геометричного максимума амплитудой до около 5 мГал
12.4	Калбадагский	Габброиды (преобладают), перидотиты (9 кв. км)	Западная периферия максимума интенсивности свыше 300 нГл субширотного простирания	Северная периферия кольцевого максимума амплитудой около 5 мГал
12.5	Поп-Датский	Габброиды (преобладают), перидотиты (3 кв. км)	Эпицентр максимума 12.4	Северная периферия кольцевого максимума амплитудой около 5 мГал
12.6	Брунаевский	Перидотиты, габброиды (40 кв. км)	Изомеридиальный максимум интенсивностью до 750 нГл	Зона градиентов
12.7	Макальский	Габброиды (преобладают), перидотиты (2,5 x 4 км)	Субширотный максимум интенсивностью до 650 нГл	Южная периферия субмеридионального максимума амплитудой около 5 мГал
<b>Южно-Тувинский арсал</b>				
13.2	Карашатский	Перидотиты, габброиды (10 кв. км)	Максимум интенсивностью около 650 нГл СВ простирания	Один из трех эпицентров максимума СВ простирания амплитудой до 10 мГал
13.3	Теректы-Сайрский	Перидотиты, габброиды (0,5 x 4,6 км)	Максимум (амплитуда около 200 нГл) на фоне отрицательного поля	Северная периферия сложнопостроенного минимума (13.7) со значением в ближайшем эпицентре около 7 мГал
13.4	Улорский	Перидотиты, габброиды (более 40 кв. км)	Максимум СВ простирания интенсивностью около 2000 нГл	Интенсивный максимум СВ простирания
13.5	Кускумутский	Перидотиты (преобладают), габброиды (0,5 x 5 км)	Слабовыраженный (амплитуда до 50 нГл) максимум СВ простирания на фоне отрицательного поля	Южная периферия минимума
13.6	Верхне-тарваклинский	Перидотиты, габброиды (3 x 10 км)	Слабовыраженный (амплитуда до 50 нГл) СВ простирания максимум на фоне отрицательного поля	Зона градиентов малой интенсивности
13.7	Нижне-тарваклинский	Перидотиты, габброиды (25 кв. км)	Максимум сложной формы интенсивностью более 1500 нГл субширотного простирания (ассоциирован с двумя максимумами субмеридионального простирания)	К северу от ЮВ эпицентра сложнопостроенного минимума (13.3) со значением около 10 мГал
13.8	Башкымтурский	Габброиды (преобладают), перидотиты (5 x 17 км)	Максимум интенсивностью более 1000 нГл субмеридионального простирания (ассоциирован с двумя максимумами субмеридионального и субширотного простирания)	Малоамплитудный (1-2 мГал) максимум. Входит в цепочку аномалий субмеридионального простирания
13.9	Сольджерский	Перидотиты, габброиды (6 кв. км)	Слабовыраженное осложнение градиентной зоны в отрицательном магнитном поле	Южная периферия субмеридионального минимума
13.11	Баянкольский	Габброиды (1,5 x 2,8 км)	Восточная оконечность одного из двух изолированных максимумов (амплитуда до 500 нГл) широтного простирания на фоне отрицательного поля	Нет данных

Таким образом, требуются дальнейшие последовательные исследования по установлению истинного положения мафит-ультрамафитовых тел в геологической структуре рассматриваемого региона. При проведении этих исследований считаем весьма важным составление сводных карт аномальных гравитационного и магнитного полей на всю территорию Республики Тыва с использованием всех накопленных к настоящему времени материалов, что потребует сравнительно небольших затрат, в том числе на оцифровку первичных геофизических данных.

Леснов Ф.П., Кужугет К.С., Монгуш А.А., Ойдуп Ч.К.. Геология, петрология и рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов Республики Тыва. Отв. ред. д.г.-м.н. В.И. Лебедев. ИГМ СО РАН. Академическое издательство «ГЕО». Новосибирск. 2019 (в печати).

Леснов Ф.П., Монгуш А.А., Ойдуп Ч.К., Котлер С.А. Современные проблемы геологии и петрологии мафит-ультрамафитовых массивов Тувы и их генетическая систематика // Геология, магматизм и металлогения Центра Азии. 2018. Рудно-магматические системы Сангилена (щелочные интрузивы, карбонатиты). Кызыл: Издательство ТуВИКОПР. 2018. С. 67-75.

Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР. 1958. 256 с.

#### **ABOUT DISPLAYING MAFIC-ULTRAMAFIC MASSIFS LOCATED IN THE CENTRAL PART OF THE REPUBLIC OF TYVA, IN THE ANOMALOUS MAGNETIC AND GRAVITATIONAL FIELDS.**

E.M. Zvyagin<sup>1</sup>, F.P. Lesnov<sup>2</sup>, Yu.M. Zyuzin<sup>1</sup>, I.Yu. Loskutov<sup>1</sup>, M.I. Karpukhin<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Joint-stock company "Siberian Research Institute of Geology of Geophysics and Mineral Raw Materials", Novosibirsk, Russia, zvyagin@sniiggims.ru; *ilia63@mail.ru*

<sup>2</sup>Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, 630090, Novosibirsk, Russia, *lesnovfp@list.ru; felix@nsc.igm.ru*

A small part of the revealed magnetic and gravitational anomalies has a visible spatial connection with the mafic-ultramafic massifs reaching the day surface. Some of the anomalies may be due to non-exposed erosion bodies of this composition. In addition, it can be assumed that some magnetic anomalies may indicate the presence of other magnetized rocks, for example, iron ore manifestations in skarns or corneas.

\*\*\*\*

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КСЕНОЛИТОВ ТРУБКИ ОБНАЖЕННАЯ И ИХ СХОДСТВО С ПЕРИДОТИТАМИ РАССЛОЕННЫХ МАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Т.В. Калашникова<sup>1</sup>, Л.В. Соловьева, С.И. Костровицкий<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия,  
Kalashnikova@igc.irk.ru

На основании геологических наблюдений, петрографических и геохимических особенностей, а также экспериментальных данных предполагается, что вещество литосферной мантии под древними кратонами представлено ксенолитами из кимберлитов и щелочных базальтов, а также орогенными перидотит-пироксенитовыми массивами, выведенными на поверхность более поздними геодинамическими процессами.

Наиболее изученными на Сибирском кратоне являются ксенолиты из алмазонасной трубки Удачная, которая относится к верхнедевонскому кимберлитовому циклу (Зайцев и др., 2010; Кинни и др., 1997). В большинстве работ (Boyd et al., 1997; Соловьева и др., 1994; Уханов и др., 1988; Doucet et al., 2012; Doucet et al., 2013; Agashev et al., 2013; Howarth et al., 2014; Ionov et al., 2015 и др.) рассматриваются две широко распространенные в трубке Удачная группы ультраосновных ксенолитов: низкотемпературные зернистые (granular, coarse-grained) перидотиты (Sp, Sp-Grt, Grt гарцбургиты, лерцолиты) и высоко-температурные деформированные (sheared, deformed) Grt перидотиты (гарцбургиты, лерцолиты), между которыми существуют переходные разновидности. Пироксенитовые парагенезисы пород в этой трубке распространены значительно меньше и не образуют переходов к низкотемпературным зернистым перидотитам (Соловьева и др., 1994). Наиболее распространенная гипотеза предполагает, что низкотемпературные перидотиты являются реститами при плавлении первичной мантии (Doucet et al., 2012; Doucet et al., 2013), которые в дальнейшем испытали рефертилизацию вследствие неоднократных метасоматических процессов различной природы (Agashev et al., 2013; Howarth et al., 2014; Ionov et al., 2015).

Трубка Обнаженная, расположенная в Куйокском кимберлитовом поле на северо-востоке Сибирского кратона, является неалмазонасной и привлекала внимание исследователей из-за обнаженности разреза и хорошей степени сохранности ксенолитов. Возраст трубок данного поля оценивается как J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub> (Кинни и др., 1997). На основе детальных петрографических исследований, а также геохимического состава пород и состава минералов среди мантийных ксенолитов данной трубки авторами были выделены три группы пород:

1. Sp, Sp-Grt, Grt гарцбургиты, лерцолиты, Sp, Sp-Grt, Grt оливинные вебстериты и Sp, Sp-Grt, Grt вебстериты (т.н. магнезиальная группа, составляющая около ~ 80 % общего количества ксенолитов в трубке Обнаженная);

2. Эклогиты и близкие им по валовому химизму и химизму минералов гранатовые клинопироксениты (~ 10-15% ксенолитов);

3. Группа флогопит-ильменитовых (Phl-Ilm) пород с железистым составом минералов (~ 10 % ксенолитов).

Большая часть ксенолитов из трубки Обнаженная представлена рядом магнезиальных пород, которые образуют непрерывные переходы от парагенезисов Sp, Sp-Grt, Grt лерцолитов обогащенного типа (более 10% Spx,  $\pm$  10% Grt) через Sp, Sp-Grt, Grt оливинные вебстериты до Sp, Sp-Grt, Grt вебстеритов. Перидотиты из трубки Обнаженная характеризуются средне- и крупнозернистой структурой. Шпинель наблюдается в перидотитах в виде структур распада в пироксене, иногда в виде включений в гранате. В пироксенитах и вебстеритах обычно заметно деформированные мегакристаллы (2–8 см) пироксенов с параллельными пластинчатыми структурами распада пироксенов  $\pm$  шпинели  $\pm$  граната, окруженные перекристаллизованной мелко-среднезернистой матрицей из тех же минералов. Формирование структур распада предположительно указывает на длительное постепенное охлаждение первоначальных мегакристаллов пироксена. В некоторых породах данной серии отмечаются флогопит-амфиболовые прожилки, развивающиеся по пироксену. Данные породы по валовому химизму значительно обогащены базальтоидными компонентами (TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO) по сравнению с гарцбургитами и лерцолитами трубки Удачная. Ранее исследователи (Соловьева и др., 1994; Уханов и др., 1988) высказывали предположение, что магнезиальная перидотит - пироксенитовая серия ксенолитов из трубки Обнаженная представляет мантийную расслоенную интрузию, сформировавшуюся в результате фракционной кристаллизации. Другие исследователи развивали гипотезу, что, подобно деформированным перидотитам из трубки Удачная (Соловьева и др., 2008), пироксениты из трубки Обнаженная являются результатом метасоматических процессов (Howarth et al., 2014; Ionov et al., 2015b).

Породами, близкими к мантийным ксенолитам по валовому и химическому составу, являются перидотиты и пироксениты из орогенных массивов. В перидотитовом массиве Ronda (El Atrassi et al., 2013) в пироксенитовых жилах были отмечены мегакристаллы - порфирокласты клинопироксена с гранатом и ортопироксеном в структурах распада, близкие по петрографическим признакам и хи-

мическому составу к мегакристаллам пироксена, наблюдаемым в трубке Обнаженная. Формирование орогенических массивов является многостадийным процессом, многие авторы предполагают, что пироксенитовые жилы в таких расслоенных мафических комплексах имеют кумулатное происхождение, некоторые из пироксенитов демонстрируют признаки метасоматических процессов (в частности, обогащение алюминием, кальцием и хромом, повышение концентраций REE в гранате) (Gysi et al., 2011; Marchesi et al., 2013).

Оливины из Grt, Sp-Grt лерцолитов трубки Обнаженная характеризуются относительно узкими вариациями состава с величиной магнезиальности Mg# 91.2 - 93.5 и содержанием NiO 0.38-0.44 мас.%, при этом они близки оливинам из массива Ronda (Mg# 91 - 93; NiO 0.25-0.45 мас.%) (Marchesi et al., 2013). Гранаты из парагенезисов магнезиальной серии из трубки Обнаженная меняют последовательно свой состав в сторону уменьшения содержания Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO и величины Mg# от Grt, Sp-Grt лерцолитов к Grt вебстеритам и близки по составу к гранатам из гранатовых пироксенитов Beni-Bousera (Gysi et al., 2011). По валовому химическому составу в породах наблюдаются максимумы Nb, Ta, минимум Ti, повышение концентрации REE. Также при увеличении модалного количества клинопироксена и граната увеличивается содержание элементов платиновой группы (Pd, Re), которое приближается к составу ПМ (Ionov et al, 2015).

На основании наличия переходов по модалному минеральному составу и закономерному изменению состава минералов породы ряда лерцолит – оливиновый вебстерит – вебстерит из трубки Обнаженная представляются единой серией мантийного происхождения. На основании сходства выделенной группы магнезиальных ксенолитов и пироксенитов из орогенных массивов было предположено их кумулатное происхождение и дальнейшие метасоматические преобразования.

Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород Кимберлитовой формации Якутской провинции. Якутск: Офсет. 2010. 108 с.

Кинни П. Д., Гриффин Б. Дж., Хеамен Л. М., Брахфогель Ф. Ф., Специус З. В. Определение U-Pb возрастов перовскитов из якутских кимберлитов ионно-ионным масс-спектрометрическим (SHRIMP) методом // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 1. С. 91-99.

Соловьева Л.В., Владимиров Б. М., Днепровская Л. В. и др. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: Вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск: Наука. 1994. 256 с.

Соловьева Л.В., Лаврентьев Ю.Г., Егоров К.Н. и др. Генетическая связь деформированных перидотитов и мегакристов граната из кимберлитов с астеносферными расплавами // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 4. С. 281–301.

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

Agashev A.M., Ionov D.A., Pokhilenko N.P., Golovin A.V., Cherepanova Yu., Sharygin I.S. Metasomatism in lithospheric mantle roots: Constraints from whole-rock and mineral chemical composition of deformed peridotite xenoliths from kimberlite pipe Udachnaya// *Lithos*. 2013. Vol. 160-161. P. 201-215.

Boyd, F.R., Pokhilenko, N.P., Pearson, D.G., Mertzman, S.A., Sobolev, N.V., Finger, L.W. Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1997. Vol.128. P. 228-246.

Doucet L.S., Ionov D.A., Golovin A.V., Pokhilenko N.P. Depth, degrees and tectonic settings of mantle melting during craton formation: inferences from major and trace element compositions of spinel harzburgite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, central Siberia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. Vol. 359–360. P. 206–218.

Doucet L.S., Ionov D.A., Golovin A.V. The origin of coarse garnet peridotites in cratonic lithosphere: new data on xenoliths from the Udachnaya kimberlite, Central Siberia // *Contrib. Miner. Petrol.* 2013. Vol. 165. P. 1225-1242.

El Atrassi F., Brunet F., Chazot G., Bouybaouene M., Chopin C. Metamorphic and magmatic overprint of garnet pyroxenites from the Beni Bousera massif (northern Morocco): Petrography, mineral chemistry and thermobarometry // *Lithos*. 2013. Vol. 179. P. 231-248.

Ionov D. A., Doucet L. S., Carlson R. W., Golovin A.V. Korsakov A.V. Post Archean formation of the lithospheric mantle in the central Siberian craton: Re–Os and PGE study of peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2015. Vol. 165. P. 466–483.

Ionov D.A., Carlson R. W., Doucet L.S. Golovin A.V., Oleinikov O.B. The age and history of the lithospheric mantle of the Siberian craton: Re–Os and PGE study of peridotite xenoliths from the Obnazhennaya kimberlite // *Earth Planet. Sci. Letters.* 2015. Vol. 428. P.108-119.

Howarth G.H., Barry P.H., Pernet – Fisher J.F., Baziotis I.P., Pokhilenko N.P. Pokhilenko L. N., Bodnar R.J., Taylor L.A., Agashev A.M. Superplume metasomatism: Evidence from Siberian mantle xenoliths // *Lithos*. 2014. Vol.184-187. P. 209-224.

Gysi A.P., Jagoutz O., Schmidt M.W., Targuisti K. Petrogenesis of pyroxenites and melt infiltrations in the ultramafic complex of Beni Bousera, Northern Morocco // *J. Petrol.* 2011. Vol. 52. № 9. P. 1679-1735.

Marchesi C., Garrido C.J., Bosch D., Bodinier J.-L., Gervilla F., Hidas K. Mantle refertilization by melts of crustal-derived garnet pyroxenite: Evidence from the Ronda peridotite massif, southern Spain // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. Vol. 362. P. 66-75.

### **GEOCHEMICAL FEATURES OF MANTLE XENOLITHES FROM OBNAZHENNAYA KIMBERLITE PIPE AND THEIR SIMILARITY WITH PERIDOTITES MAFIC LAYERED COMPLEXES**

T.V. Kalashnikova<sup>1</sup>, L.V. Solov'eva, S.I. Kostrovitsky<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia, Kalashnikova@igc.irk.ru

This study concerns the geochemical characteristics of mantle xenoliths from the Obnazhennaya kimberlite pipe (Yakutian kimberlite province). The so-called magnesian xenolith group (Sp, Sp-Grt, Grt, lherzolites, olivine websterites and websterites) was distinguished. According to their bulk and mineral composition, they are similar to pyroxenites from stratified orogenic mafic complexes. Their cumulated origin and further metasomatic transformations were suggested, resulting in the increase of garnet and clinopyroxene content, the addition of Nb, Ta, REE and elements of the platinum group.

\*\*\*\*

### **ПИРОКСЕНИТОВЫЕ ЖИЛЫ КАК ИНДИКАТОР МОДИФИКАЦИИ МАНТИИ ПРОСАЧИВАЮЩИМИСЯ РАСПЛАВАМИ НА ПРИМЕРЕ ЭГИЙНГОЛЬСКОГО МАССИВА (ДЖИДИНСКАЯ ЗОНА)**

А.А. Каримов, М.А. Горнова, В.А. Беляев, А.Я. Медведев

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, anas@igc.irk.ru

В последние годы появилось много информации о составе перidotитов литосферной мантии, которая не может быть объяснена в рамках простой модели частичного плавления астеносферного вещества. Это привело к появлению гипотезы взаимодействия перidotитов верхней мантии с поднимающимися к поверхности магмами. Широкий спектр расплавов, формирующихся в зонах субдукции, их миграция и взаимодействие с надсубдукционными перidotитами приводит к изменению состава перidotитов и возникновению и дунитов, и пироксенитов. Дуниты замещения описаны среди преддуговых надсубдукционных перidotитов современных островных дуг, например, Torishima и Conical (Pearce et al., 2000), а новообразованные ортопироксены – в перidotитовых ксенолитах из щелочных

базальтов современных островных дуг (Arai et al., 2004; Ionov et al., 2010).

Эгийнольский массив расположен в бассейне верхнего течения р. Эгийно-Гол в области сопряжения Армакольского и Эгийнольского разломов. Он находится в островодужном структурно-вещественном комплексе Джидинской зоны Центрально-Азиатского подвижного пояса. В настоящее время установлено покровно-складчатое строение Джидинской зоны (Альмухамедов и др., 1996). Островодужный этап развития, по данным U-Pb датирования цирконов из габброидов, происходил 560-570 млн. лет назад (Гордиенко и др., 2015). Массив изучался в 80-е годы Г.И. Пинусом, Л.В. Агафоновым и Ф.П. Лесновым, которые отнесли его к альпинотипным перидотитам (Пинус, 1984). В результате петро-минералогического изучения перидотитов западного блока массива было установлено, что гарцбургиты вначале формировались в зонах спрединга срединно-океанических хребтов или преддуговых бассейнов, а затем подверглись преобразованию бонинитовым расплавом в надсубдукционной зоне (Горнова и др., 2008; Горнова и др., 2010).

В восточном блоке массива нами были проведены минералогическо-геохимические исследования пироксенитовых жил и хромитового рудопроявления подформного типа (Karimov et al., 2017; Каримов и др., 2017). Пироксениты образуют рои жил мощностью от первых сантиметров до метра, протяженностью до первых десятков метров. Имеют массивную текстуру и средне-крупнозернистую гипидиоморфнозернистую структуру. Состав пироксенитовых жил непрерывно изменяется в ряду ортопироксенит – вебстерит. Вебстериты имеют следующий минеральный состав: ортопироксен (20-90 об. %), клинопироксен (11-79 об. %), оливин (0-5 об. %), хромшпинель (0-1 об. %). В ортопироксенитах преобладающая минеральная фаза – ортопироксен (> 90 об. %), остальные: клинопироксен (0-10 об. %), оливин (0-5 об. %) и хромшпинель (0-2 об. %) находятся в подчиненном количестве. В маломощных (< 20 см) ортопироксенитовых жилах были установлены реликтовые зерна оливина (Mg#~90.5, NiO 0.4-0.48 мас. %) проникающие из контактирующих гарцбургитов, а также включения зерен оливина в ортопироксенах. Также наблюдаются признаки наследования части зерен хромшпинелидов в пироксенитах из гарцбургитов. Так, центральные части наиболее крупных неидiomорфных зерен хромшпинелидов пироксенитов имеют схожие уровни хромистости и магнезиальности с хромшпинелидами из контактирующих гарцбургитов. Однако, наблюдается последовательное уменьшение размера и количества хромшпинелидов в ряду



маломощный ортопироксенит – ортопироксенит – вебстерит. Для орто- и клинопироксенов характерно уменьшение магnezиальности с варьирующими значениями содержаний Al и Cr от маломощных ортопироксенитов (Mg# 92-89 для ортопироксена, 95-92 для клинопироксена), где они близки по составу пироксенам из контактирующих перидотитов, к вебстеритам (Mg# 89-84 для ортопироксена, 92-88 для клинопироксена).

По содержанию несовместимых элементов спектры распределения в клинопироксенах из различных жил параллельны и подобны друг другу. По форме распределения кривые содержаний, исследуемых клинопироксенов, подобны таковым из абиссальных перидотитов и пироксенитов SWIR (South-West Indian Ridge (Dantas et al., 2007)), для которых предлагается модель фракционной кристаллизации из MORB-подобных расплавов под срединно-океаническим хребтом при относительно высоких давлениях. Однако, данные клинопироксены SWIR отличаются гораздо более высоким уровнем содержаний редких элементов. Также исследуемые клинопироксены отличаются от составов клинопироксена надсубдукционных перидотитов офиолитового комплекса Othris (Bizimis et al., 2000) которые формировались во время плавления перидотитового субстрата над зоной субдукции при активном участии водного флюида, что привело, по мнению авторов, к обогащению легкими редкими землями, Zr и Hf (рис. 1 а). Содержания несовместимых элементов нормированы к составу примитивной мантии (а, б) и хондриту C1 (в, г), а также кривая N-MORB по Sun and McDonough (1989). Ортопироксениты – синие кружки и линии, вебстериты – зеленые кружки и линии. Рыжие незалитые ромбы и линии – расплавные включения в клинопироксенах из бонинитов Баянгола (Симонов и др., 2004). Поля: А – клетчатое – клинопироксены из абиссальных перидотитов и пироксенитов Юго-восточного Индийского хребта (Dantas et al., 2007), серое – клинопироксены из надсубдукционных перидотитов офиолитового комплекса Othris (Bizimis et al., 2000); В – серое – бониниты офиолитов Троодос и Оман по (Cameron et al., 1985; Taylor 1994; Ishikawa et al., 2005); Г – серое – состав бонинитов Баянгола (Джидинская островодужная система), наши данные и данные Альмухамедова А.И. с соавторами (2001).

Для пироксенитов Эггингола был рассчитан состав равновесного расплава. Расчёт проводился, принимая во внимание, что основным концентратором несовместимых элементов является клинопироксен.

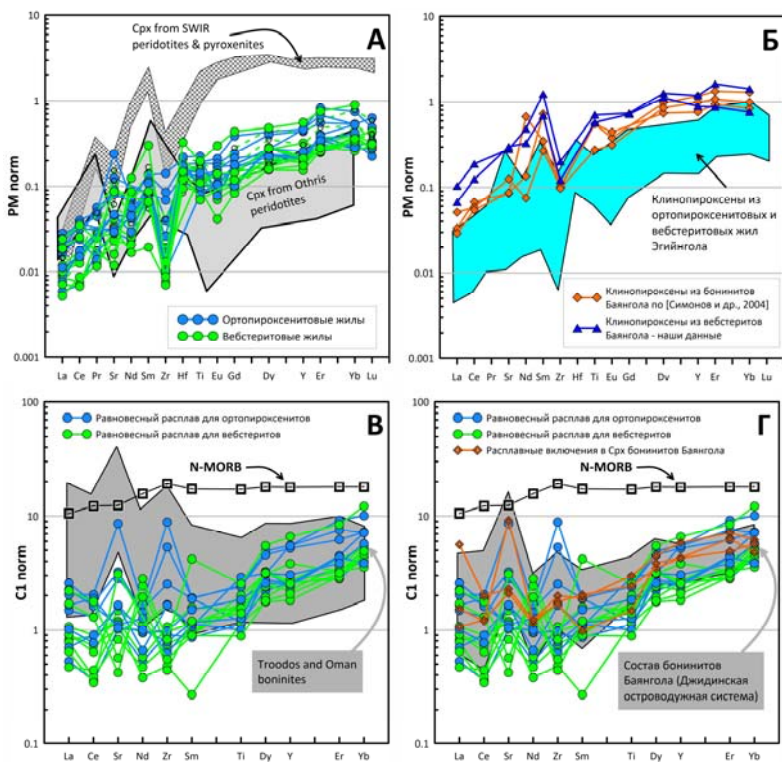


Рис. 1. Состав клинопироксенов и рассчитанных равновесных расплавов для пироксенитовых жил Эгийгола.

Состав равновесного расплава был рассчитан с использованием коэффициентов распределения клинопироксен / расплав, предложенный (Sobolev et al. 1996). Получившийся состав расплава для Эгийгольских пироксенитов имеет схожие форму и уровень распределения REE, максимумы по Sr и Zr с наиболее обедненными бонинитами Троодоса (Cameron, 1985; Taylor et al., 1994) и Омана (Ishikawa et al., 2005) (рис. 1в). Получившиеся составы равновесных расплавов для исследуемых ортопироксенитов и вебстеритов характеризуются большим разбросом содержаний несовместимых элементов. Подобное поведение элементов можно объяснить неполным равновесием образующихся пироксенитовых жил с преобразующим их расплавом, и/или эволюцией состава просачивающегося расплава.

Следует отметить, что в Джидинской островодужной системе, к которой приурочен Эгийгольский массив, также присутствуют по-

роды бонинитовой серии (Альмухамедов и др., 2001; Симонов и др., 2004), которые были нами опробованы ранее. Данные породы были закартированы в 90 км на северо-восток от Эгийнгольского массива в пределах Баянгольской аккреционной призмы, которая была отнесена к островодужному структурно-вещественному комплексу (Гордиенко и др., 2007). В настоящее время установлено покровно-складчатое строение Джидинской зоны (Альмухамедов и др., 1996).

Состав Баянгольских бонинитов практически идентичен составу получившихся равновесных расплавов для Эгийнгольских пироксенитов (рис. 1г). Также, Симоновым с соавторами (2004) были проанализированы расплавные включения в клинопироксенах из данных бонинитов. По составу, расплавные включения отвечают бонинитам, содержания  $\text{SiO}_2$  варьируют в пределах от 52.9 до 62.2 мас. %,  $\text{MgO}$  – 6.9-10.2 мас. %,  $\text{TiO}_2$  – 0.07-0.5 мас. %,  $\text{CaO}$  – 11.08-15.04 мас. %. По содержанию несовместимых элементов расплавные включения в клинопироксенах практически полностью совпадают с составом бонинитов в которых они были обнаружены (рис. 1г), что может говорить о слабой эволюции состава расплава с момента захвата минералом-хозяином расплавного включения. Состав клинопироксенов из бонинитов, в которых были проанализированы расплавные включения, подобен клинопироксенам из исследуемых пироксенитовых жил с самыми высокими содержаниями несовместимых элементов (рис. 1 б). Исходя из всего вышеперечисленного можно предполагать, что расплав, просачивающийся через надсубдукционные перидотиты и образующий пироксенитовые жилы, имеет состав близкий к бонинитам Баянгола.

*Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ 18-35-00535 мол\_а.*

Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртогоо О., Томурхуу Д. Джидинская зона – фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника. 1996. № 4. С. 25–42.

Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртогоо О., Томурхуу Д. Бониниты джидинской зоны каледонид, Северная Монголия // Геохимия. 2001. Т. 377. № 4. С. 526-529.

Гордиенко И.В., Гороховский Д.В., Елбаев А.Л., Баянова Т.Б. Новые данные о возрасте раннепалеозойского габброидного и гранитоидного магматизма Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // Докл. Ак. наук. 2015. Т. 463. №5. С. 576–580.

Горнова М.А., Кузьмин М.И., Гордиенко И.В., Медведев А.Я., Альмухамедов А.И. Геохимия и петрология Эгийнгольского перидо-

титового массива: реставрация условий плавления и взаимодействия с бонинитовым расплавом // Литосфера. 2010. № 5. С. 20–36.

Горнова М.А., Кузьмин М.И., Гордиенко И.В., Медведев А.Я., Альмухамедов А.И. Особенности состава надсубдукционных перидотитов на примере Эгийнгольского массива // Докл. Акад. наук. 2008. Т. 420. № 5. С. 669–673.

Каримов А.А., Горнова М.А., Беляев В.А., Энхбат Д. Хромшпинелиды из ультрамафитов и хромититов Эгийнгольского массива (Северная Монголия) // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2017. Т. 40. № 4. С. 9–29.

Пинус Г. В. Альпинотипные гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984. 200 с.

Симонов, В.А., Золотухин, В.В., Ковязин, С.В., Альмухамедов, А.И., Медведев, А.Я. Петрогенезис базальтовых серий подводного плато Онтонг Джава-Науру, Тихий океан // Петрология. 2004. Т. 12. С. 191–205.

Arai S., Takada S., Michibayashi K., Kida M. Petrology of peridotite xenoliths from Iraya volcano, Philippines, and its implication for dynamic mantle-wedge processes // J. Petrol. 2004. Vol. 45(2). P. 369–389.

Cameron, W.E. Petrology and origin of primitive lavas from Troodos ophiolite, Cyprus // Contrib. Mineral. Petrol. 1985. Vol. 89. P. 239–255.

Ionov D.A. Petrology of mantle wedge lithosphere: new data on supra-subduction zone peridotite xenoliths from the andesitic Avacha volcano, Kamchatka // J. Petrol. 2010. V. 51(1-2). P. 327–361.

Ishikawa T. Fujisawa, S. Nagahashi K. Masuda T. Trace element characteristics of the fluid liberated from amphibolite – facies slab: inference from the metamorphic sole beneath the Oman ophiolite and implication for boninite genesis // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. Vol. 240. P. 355–377.

Karimov A.A., Gornova M.A., Belyaev V.A. Pyroxenite veins within SSZ peridotites – evidence of melt-rock interaction (Egiingol massif), major and trace element composition of minerals // Geodynamics and tectonophysics. 2017. Vol. 8 (3). P. 483–488.

Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S.J., Parkinson I.J., Leat, P.T. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc–basin system, South Atlantic // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. Vol. 139 (1). P. 36–53.

Sobolev A.V., Migdisov A.A., Portnyagin M.V. Incompatible element partitioning between clinopyroxene and basalt liquid revealed by the

study of melt inclusions in minerals from Troodos lavas, Cyprus // *Petrology*. 1996. V. 4. P. 307–317.

Taylor R.N., Nesbitt R.W., Vidal P., Harmon R.S., Auvray B., Croudace I.W. Mineralogy, chemistry, and genesis of the boninite series volcanics, Chichijima, Bonin Islands, Japan // *J. Petrol.* 1994. Vol. 35. P. 577–617.

**PYROXENITE VEINS AS AN INDICATOR OF THE MODIFICATION OF THE MANTLE BY PERCOLATING MELTS ON THE EXAMPLE OF THE EGIINGOL MASSIF (DZHIDINSKY ZONE)**

A.A. Karimov, M.A. Gornova, V.A. Belyaev, A.Ya. Medvedev

Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia, [anas@igc.irk.ru](mailto:anas@igc.irk.ru)

The Egiingol rocks include the serpentinized harzburgite and dunite, which are geochemically similar to SSZ peridotites and evidence of interaction with boninite-like melts. Pyroxenites form swarms of veins in peridotites; their width varies from 1 cm to 1 m. Modal composition varies from orthopyroxenite (Opx – 96–99 vol. %, Cpx – 1–4 vol. %) to websterites (Opx – 23–80 vol. %, Cpx – 20–77 vol. %). The cause of wide pyroxene compositional variations is decreasing temperature during the metamorphism and/or interaction with boninite-like melt. Thin (less than 1–2 cm) orthopyroxenite veins have orthopyroxene composition similar to orthopyroxene from host harzburgite, but thick websterite veins (up to 0.5 m) have orthopyroxene composition similar to those of high-Ca boninites.

\*\*\*

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИИ ДУНЖУГУРСКОГО И УЛАН-САРЬДАГСКОГО ОФИОЛИТОВЫХ «МАССИВОВ» (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

О.Н. Киселева<sup>1</sup>, Е.В. Айриянц<sup>1</sup>, Д.К. Белянин<sup>1,2</sup>, С.М. Жмодик<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им.В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, kiseleva\_on@igm.nsc.ru

<sup>2</sup>Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия, bel@igm.nsc.ru

На территории юго-восточной части Восточного Саяна (ЮВВС) выделяется три ветви (пояса) офиолитов: Южная, Северная и Ехэ-Шигна-Шишхидский пояс. Дунжугурский и Улан-Сарьдагский офиолитовые «массивы» входят в состав офиолитового покрова ЮВВС. Первые результаты по возрасту Дунжугурской островной дуги, полученные U-Pb методом по цирконам из плагиогранитов составили 1020 млн. лет (Khain et al., 2002). На основании геохронологических данных по Re-Os изотопной системе сделан вывод о возрасте мантийных перидотитов офиолитов ЮВВС равном 1,38 - 2,38 млн лет (Wang et al., 2017). В ходе детальных исследований установлено, что офиолиты Восточного Саяна неоднородны по своему составу (Геология и рудоносность, 1989; Кузьмичев, 2004; Жмодик и др., 2006; Кузьмичев, Ларионов 2013; Киселева и др., 2014; Складов и др., 2016; Dobretsov et al., 1992; Zhmodik et al., 2014; Belyaev et al., 2017; Kiseleva, Zhmodik, 2017). Выделяется три типа офиолитов различного возраста, соответствующие различным геодинамическим обстановкам формирования: (1) – океанический (Южная ветвь офиолитов) с возрастом > 1200-1100 млн.лет, (2) – островодужный (Северная или Дунжугурская ветвь 1035-850 млн.лет, (3) связанный с зоной спрединга задугового бассейна (Ехэ-Шигна-Шишхидский пояс) 850-800 млн.лет (Геология и метаморфизм..., 1989; Кузьмичев, 2004; Жмодик и др., 2006; Кузьмичев и Ларионов, 2013). Последние датировки цирконов из вулканокластических пород (гравелиты, Дунжугурский массив) дали возраст 1034 – 900 млн. лет (Кузьмичев, Ларионов, 2013).

Дунжугурский офиолитовый массив расположен в Северной ветви офиолитов. Он сложен реститовыми серпентинизированными и карбонатизированными мантийными перидотитами, перидотитами расслоенного комплекса, дайками бонинитовой и известково-щелочной серии (Кузьмичёв, 2004; Складов и др., 2016). Хромитовое рудопроявление в Дунжугурских офиолитах установлено на бравом борту р. Ока напротив устья р. Боксон и локализовано в измененных апосерпентинитовых тальк-магнезит-кварцевых породах (Киселева и др., 2016). Выделено одно зерно циркона из крупнообъемной пробы

густовкрапленного хромитита (рис. 1 а) в лиственитизированном серпентините (ВС-1-17). По данным U-Pb датирования значение возраста циркона соответствует  $477 \pm 3,5$  млн.лет (рис. 1 б).

Улан-Сардагский офиолитовый массив находится между северной и южной офиолитовыми ветвями Восточного Саяна. Он включает мантийные и кумулятивные метаперидотиты, метагаббро и породы вулканогенно-осадочного комплекса Ильчирской свиты (Киселева и др., 2019). В вулканогенно-осадочном комплексе установлены толеитовые базальты, бониниты, трахиандезиты, андезиты, дациты. Из пробы трахиандезита выделены цирконы в количестве 9 зерен. Исследования внутренней структуры с помощью SEM-катодолюминесценции (CL) (рис. 2 а, б) и изотопные измерения выполнены в Центре изотопных исследований, ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург. U-Pb изотопные отношения в цирконах были измерены с использованием SHRIMP II. Инструментальные условия и процедуры измерения соответствуют методике Compston et al. (1992). В качестве эталона возраста используется циркон TEMORA из лейкогаббро Middledale (Лаклан, Вост. Австралия). Расчеты возраста и графики конкордии выполнялись с использованием Isoplot (версия 3.0) (Ludwig, 2003).

Зерна цирконов 1 и 7 (рис. 2 б) существенно различаются. Первое зерно представлено идиоморфным короткопризматическим кристаллом с ксеноморфным ядром, слабовыраженной зональностью, проявленной в краевой части. Возраст центральной и периферической части циркона близок и соответствует  $833,5 \pm 8,7$  млн.лет). Анализы восьми из девяти изученных зерен циркона дают близкие значения  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраста – 829–840 млн. лет со средневзвешенным значением  $833 \pm 4,0$  млн лет (MSWD = 0,006, n = 18, рис. 3 а, б), что

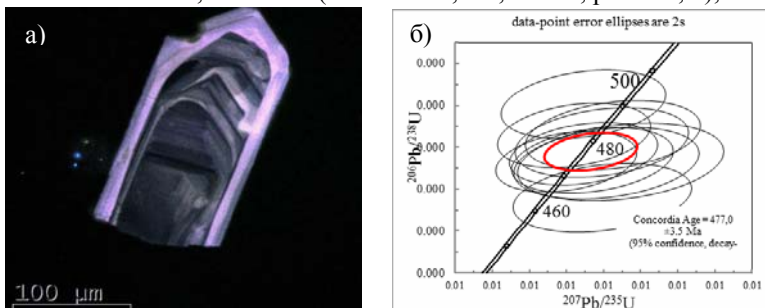


Рис. 1 а) Катодо-люминесцентное изображение циркона из хромитита ВС-1-17, б) диаграммы с конкордией для циркона пробы ВС-1-17.

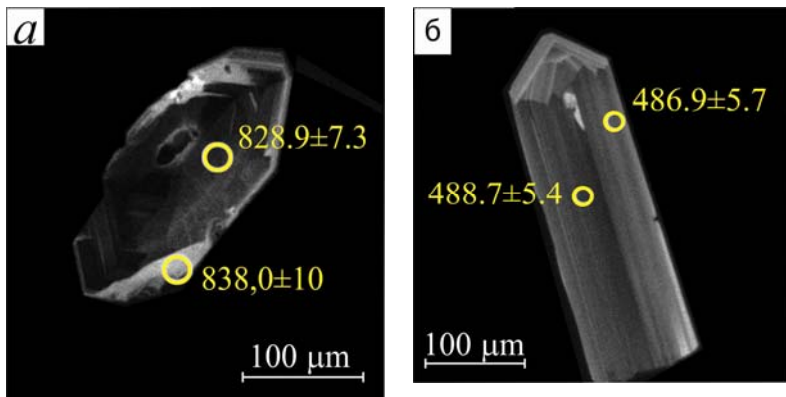


Рис. 2. Катодо-люминесцентные изображения цирконов из трахиандезита массива Улан-Сарьдаг: а) зерно № 1, б) зерно № 7.

интерпретируется как время кристаллизации. Зерно 7 представляет собой фрагмент идиоморфного длинно-призматического (соотношение длина/ширина  $\geq 3:1$ ) кристалла, с хорошо выраженной симметричной ростовой зональностью (рис. 2 б). Возраст центральной и краевой части циркона (№7) близок и соответствует  $487,8 \pm 5,6$  млн. лет.

Согласно последним данным, формирование офиолитов Улан-Сарьдагского «массива» происходило в надсубдукционных условиях обстановки энсиматических островных дуг (Гильберт и др., 2017; Киселева и др., 2019). В то же самое время, ассоциация различных геохимических типов вулканогенных пород в районе Улан-Сарьдагского «массива» (Киселева и др., 2019) и возраст трахиандезитов, формировавшихся с участием расплавов повышенной щелочности, а также вклад корового материала,

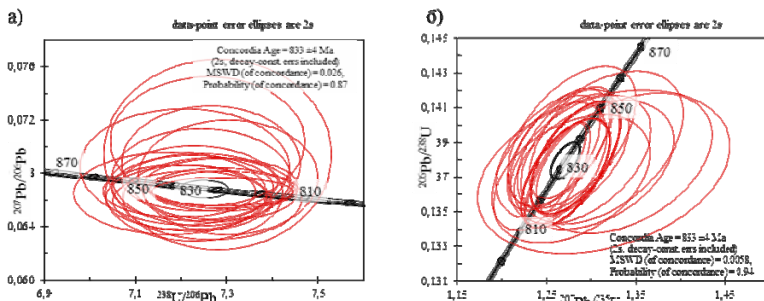


Рис. 3. Диаграммы с конкордией для цирконов из трахиандезитов (массив Улан-Сарьдаг). Средний уран-свинцовый возраст цирконов  $833 \pm 4$  млн. лет.



свидетельствует о наличии пород, сформированных в обстановке зрелой островной дуги, в период 833 млн. лет.

Датировка зерна № 7, из этого же трахиандезита 488.7–486.9 млн. лет и циркона из хромитита Дунжугура (477 млн. лет) соответствует времени коллизии континента и островных дуг, что сопоставляется с возрастом синколлизии гранитов  $485 \pm 10$  Ма (Kozakov et al., 1999) и главными этапами (500–470 млн. лет) проявления плюмового магматизма и коллизии метаморфизма Алтае-Саянской складчатой области (Добрецов, Буслов, 2011).

Полученные результаты свидетельствуют о гетерогенности Улан-Сарьдагского офиолитового «массива». В составе массива распространены породы, сформированные в результате процессов, происходящих в энсиалитический с появлением бонинитов (Киселева и др., 2019) и энсиалитический островодужные этапы, а также в периоды проявления плюмового магматизма и коллизии.

*Работа выполнена при поддержке госзадания проект № 0330-2016-0011 и РФФИ, проекты №№ 16-05-00737а, 19-05-00764а.*

Геология и метаморфизм Восточного Саяна / Беличенко В.Г., Бутов Ю.П., Добрецов Н.Л., и др. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ие, 1988. 192 с.

Геология и рудоносность Восточного Саяна / Добрецов Н.Л., Беличенко В.Г., Боос Р.Г. и др. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989. 127 с.

Гильберт Н.А., Жмодик С.М., Айриянц Е.В., Белянин Д.К., Киселева О.Н. Геодинамическая обстановка формирования Улан-Сарьдагского "массива" // Мат-лы V Международной конференции «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал», Гремячинск, 2017. с. 75-79.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. О проблемах геодинамики, тектоники и металлогении складчатых поясов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52 (12), с. 1911-1926.

Киселева О.Н., Айриянц Е.В., Жмодик С.М., Белянин Д.К. Селениды рутения в хромититах Дунжугурского офиолитового комплекса // Мат-лы Всеросс. конференции «Проблемы геологии и эксплуатации месторождений платиновых металлов (памяти проф. В.Г. Лазаренкова)». Санкт-Петербург: Изд-во СПГУ 2016. 184 с.

Киселева О. Н., Айриянц Е. В., Белянин Д. К., Жмодик С. М. Геохимические особенности пород офиолитового комплекса базит-гипербазитового массива Улан-Сарьдаг (Восточный Саян, Россия) // Известия ИГУ Серия «Науки о Земле», 2019. Т. 2. С. 46–61.

Киселева О.Н., Жмодик С.М., Дамдинов Б.Б., Агафонов Л.В., Белянин Д.К. Состав и эволюция платинометалльной минерализации в хромитовых рудах ильчирского офиолитового комплекса (Оспинокитойский и Харанурский массивы, Восточный Саян) // Геология и геофизика. 2014. Т.55. № 2, с. 333 - 349.

Кузьмичев А. Б., Ларионов А. Н. Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластики по цирконам // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. №1. С. 45–57.

Кузьмичёв А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел. 2000. 2004. 192 с.

Склярёв Е.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Кузьмичев А.Б., Лавренчук А.В., Переляев В.И., Щипанский А.А. Бониниты и офиолиты: проблемы их соотношения и петрогенезиса бонинитов // Геология и геофизика. 2016. Т. 7. № 2. С. 163–180.

Жмодик С. М., Постников А. А., Буслов М. М., Миронов А.Г. Геодинамика Саяно-Байкало-Муйского аккреционно-коллизийного пояса в неопротерозое – раннем палеозое, закономерности формирования и локализации блгороднометалльного оруденения // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 183–197.

Belyaev V.A., Wang K.-L., Gornova M.A., Dril S.I., Karimov A.A., Medvedev A.Ya., Noskova, Yu.V. Geochemistry and origin of the Eastern Sayan ophiolites, Tuva-Mongolian microcontinent (Southern Siberia) // *Geodynamics Tectonophysics*. 2017. Vol. 8 (3). P. 411–415.

Compston W., Williams I. S., Kirschvink J. L., Zichao Z., Guogan M. A. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale // *J. Geol. Soc.* 1992. Vol. 149 (2). p. 171-184.

Dobretsov N.L., Konnikov E.G., Dobretsov N.N. Precambrian ophiolitic belts of Southern Siberia (Russia) and their metallogeny // *Precam. Res.* 1992. Vol. 58. P. 427–446.

Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. Vol. 199. P. 311–325.

Kiseleva O., Zhmodik S. PGE mineralization and melt composition of chromitites in Proterozoic ophiolite complexes of Eastern Sayan, Southern Siberia // *Geoscience Frontiers*. 2017. Vol.8. P. 721–731.

Kozakov J.K., Sal'nikova E.B., Bibikova E.V., Krinozova T.I., Kotov A.B., Kovach V.P. Polychronous evolution of the Paleozoic granitoid

magmatism in the Tuva-Mongolia Massif: U-Pb geochronological data // *Petrology*. 1999. Vol. 7 (6). p 592–601.

Ludwig, K. R., *Isoplot: Berkeley Geochronology Center // Special Publication*. 2003. No. 4. 72 p.

Wang K.-L., Chu Z., Gornova M.A., Dril S., Belyaev V.A., Lin K.-Y., O'Reilly S.Y. Depleted SSZ type mantle peridotites in Proterozoic Eastern Sayan ophiolites in Siberia // *Geodynamics and Tectonophysics*. 2017. Vol. 8 (3). P. 583–587.

Zhmodik S., Kiseleva O., Belyanin D., Damdinov B., Airiyants E., Zhmodik A. PGE mineralization in ophiolites of the Eastern Sayan (Russia) // 12th Int. Platinum Symposium, 2014. Yekaterinburg: IGGUBRAS. P. 221-222.

### **NEW DATA ON U-PB GEOCHRONOLOGY OF DUNZHUGURSKY AND ULAN-SARDAGS OPHIOLITE “MASSIVES” (EASTERN SAYAN)**

O.N. Kiseleva<sup>1</sup>, E.V. Airiyants<sup>1</sup>, D.K. Belyanin<sup>1,2</sup>, S.M. Zhmodik<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia, kiseleva\_on@igm.nsc.ru

<sup>2</sup>Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia, bel@igm.nsc.ru

The first data on the U-Pb isotopy geochronology of zircons from podiform chromitite of Dunzhugur and trachyandesite of Ulan-Sar'dag ophiolite massifs (East Sayan) are presented. The age of trachyandesites formed at the stage of the “mature” Dunzhugur island arc has a value of 833 Ma. A part of zircons from trachyandesite and zircon from chromitite has age of 477–488 Ma, which corresponds to the collisional stage of island arcs and the continent.

\*\*\*

### **НЕФРИТ БАЖЕНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТА, СРЕДНИЙ УРАЛ: СОСТАВ И СВОЙСТВА**

Е.В. Кислов<sup>1</sup>, М.П. Попов<sup>2,3</sup>, Ю.В. Ерохин<sup>3</sup>, А.В. Михеева<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, Бурятский государственный университет, Улан-Удэ Россия, evg-kislov@ua.ru; ул. Смолина, 24а;

<sup>2</sup>Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия, porovm1@yandex.ru;

<sup>3</sup>Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия, erokhin-yu@yandex.ru

<sup>4</sup>Уральский федеральный университет, Екатеринбург, Россия, mikheeva-av@mail.ru

На Баженовском месторождении хризотил-асбеста (Средний Урал) выявлены тела апоультрамафитового нефрита на контакте апогаббровых родингитов с серпентинитами. Нефрит состоит из тремолита, хромшпинели, хромгроссуляра, отмечены серпентин, тальк, никелин, маухерит и уваровит. Окраска нефрита однородная до не-

однородной насыщенная зеленая до яблочно-зеленой, травяно-зеленой, шпинатно-зеленой, серовато-зеленой, светло-зеленой, белесой. Иногда отмечаются пятна, прожилки, линзочки яркого шпинатно-зеленого или, наоборот, светло-зеленого цвета. Нефрит Баженовского месторождения отвечает требованиям, предъявляемым к поделочному камню.

Первые находки нефрита на Баженовском месторождении хризотил-асбеста в Свердловской области сделаны в 2009 г. (устное сообщение Б.А. Точилина). Первые данные опубликованы А.Б. Лоскутовым и Е.А. Новгородовой (2013). До того, как нефрит был изучен и диагностирован, он вывозился в отвалы.

Нефрит на Баженовском месторождении обнаружен в действующем карьере комбината ОАО «Ураласбест» на двух участках: Центральный и Южный. Нефрит образует контактовую зону между родингитизированным мелкозернистым габбро и серпентинитом. Цвет нефрита изменяется от насыщенного зеленого до серовато-зеленого. Редко встречаются разновидности яблочно-зелёного цвета. Текстура – массивная, пятнистая и полосчатая. Блочность зависит от карьерных буровзрывных пород и составляет от 5 см до 2 м.

На Центральном участке нефрит образует выходы в западном борту между горизонтами +2 и +17. Изучен крупный блок размером 1×1,5 м, сложенный яблочно-зеленым нефритом. Он находился на контакте родингитизированного мелкозернистого габбро и серпентинита. Текстура массивная, нефрит трещиноватый из-за буровзрывных работ. Иногда в нефрите наблюдаются небольшие пустоты с кристаллами тремолита, реже развит пренит. На контакте нефритовых тел развивается тальк, обычно субпараллельно нефритовым телам прослеживаются кварцевые жилы. Блок нефрита контактирует с габбро через промежуточную зону - ярко-зеленую непросвечивающую тремолит-актинолитовую породу с включениями сульфидов, ее мощность 15 см. Контакт между всеми зонами четкий, трещиноватый. Простираение блока 200° на юго-запад, падение 260-270° на запад, угол падения 70°. Зона нефрита прослежена на 35 м вверх по борту карьера и подсечена на +32 горизонте.

На Южном участке выходы нефрита также находятся в западном борту между горизонтами -13 и -28 карьера. Нефрит зеленовато-серый. Зона нефрита мощностью 20-30 см наблюдается на контакте габбро и серпентинита.

Таким образом, тела апоультрамафитового нефрита относятся к наиболее продуктивному типу - жилам в контакте апогаббровых родингитов с серпентинитами (Сутурин и др., 2015).

Основная масса (65-75%, реже более 80%) как нефрита, так и промежуточной тремолитовой породы, представлена тремолитом. Минерал образует фибробластовую спутано-волоконистую, местами порфиробластовую сноповидную структуру, волокна 0.06-0.138 мм в длину. Кроме того, в основной массе встречается антигорит, иногда образующий мелкочешуйчатые агрегаты, в этом случае его содержание может достигать 25-35%. Отмечен тальк. Встречаются реликтовые зерна клинопироксена с неровными корродированными границами зерен, средний размер  $0.085 \times 0.035$  мм. Отмечены полные или частичные псевдоморфозы амфибола и серпентина по клинопироксену.

Характерный минерал нефрита и промежуточной тремолитовой породы Баженовского месторождения – хромшпинель, составляющая 3-5% породы. Минерал образует равномерно распределенные раздробленные и резорбированные мелкие (0.2-2.0 мм) зерна буровато-черного цвета с четкими границами, по трещинам которых развивается гроссуляр. Раздробленные зерна меньшего размера образуют линейные структуры. Микроскопические выделения бурого цвета распределены равномерно. Хромшпинель по составу отвечает хромиту с повышенными содержаниями марганца (в нефрите 1.89-2.15% MnO, в промежуточной тремолитовой породе 1.23-1.91 %) и цинка (1.57-2.25% ZnO в нефрите, 2.85-3.54% в промежуточной тремолитовой породе).

Состав хромшпинели нефрита и промежуточной тремолитовой породы существенно отличается от состава хромшпинели хромитов (0.27-0.34% MnO и 0.19-0.24% ZnO) и метахромитов (0.80-0.93% MnO и 0.30-0.40% ZnO) Баженовского месторождения (Ерохин, 2006). С другой стороны, хромшпинели нефритов Баженовского месторождения близки по составу к хромшпинелям нефритов некоторых месторождений, например, к низкохромистым феррихромитам Джидинского нефритиносного района с 1.46-3.23% MnO и 0.09-7.93% ZnO или Оспинского месторождения с 0.34-2.02% MnO и до 5.10% ZnO (Сутурин и др., 2015).

Хромшпинелиды Баженовского месторождения катаклазированы и дезинтегрированы. Накопление марганца и цинка отмечается в краевых зонах минералов. Наложенный характер этих элементов подтверждается нестабильностью их содержаний даже в пределах одного зерна. Содержания титана и никеля незначительные. Концентрации ванадия, равномерные по всем зернам, в целом значительно выше, чем в хромшпинелях других месторождений.

В некоторых образцах зерна хромита образуют поздней минеральной фазой - ярко-зеленым мелкозернистым хромгроссуляром, составляющим до 5% породы. Изометричные зерна хромгроссуляра развиваются по хромшпинели, разрушая ее. Минерал имеет ярко-зеленый цвет и обеспечивает аллохроматический цвет нефрита. Содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  5.92-11.53 %. Гранат содержит мало железа и магния, хотя к краям оторочек резко нарастает содержание  $\text{MgO}$  до 6-8 мас. %. Кроме хрома в его составе установлено существенное количество марганца. Никель и титан в хромгроссуляре не накапливаются. Границы между гранатом и окружающим тремолитом постепенные.

В хромшпинели отмечены прожилки уваровита. Ранее уваровит отмечался в нефритах месторождения Фентиен на Тайване (Wan, Yen, 1984), проявления Нырдовомершор на Полярном Урале и месторождений Британской Колумбии, Канада (Сутурин и др., 2015). Но опубликованные результаты анализа граната месторождения Фентиен соответствуют хромгроссуляру (в среднем 11.6%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , максимальное содержание 12.86%, более высокие результаты анализа ядра кристалла отвечают смеси хромгроссуляра и хромшпинели), анализы гранатов из нефритов Нырдовомершора и Британской Колумбии не опубликованы.

В нефритах, претерпевших перекристаллизацию вплоть до образования прожилков светло-серого цвета, хромшпинель реагирует на изменение условий среды образованием каймы хромгроссуляра или формированием цинксодержащих феррихромитов (Сутурин и др., 2015). В Баженовском месторождении проявились оба этих явления, дополненные появлением уваровита.

Для нефрита и промежуточной тремолитовой породы характерные тонкие зерна никелина и маухерита. Единичные зерна никелина с заметной примесью сурьмы размером 0.05-0.12 мм встречаются как в основной массе нефрита, так и в трещинах в зернах хромшпинели. Еще более тонкие зерна маухерита распылены по матрице нефрита. Ранее никелин и маухерит были отмечены в нефритах Миасского нефритоносного района (Архиреев, 2007), но их химический состав не опубликован.

В промежуточной породе редко в небольшом количестве (3-4%) встречается тальк в виде редких чешуек до 1 мм, ассоциирующий с серпентином и полостями, заполненными буровато-желтоватым материалом, возможно, после разрушения карбонатов.

Химический состав нефрита Баженовского месторождения аналогичен составу апоультрамафитового нефрита известных месторо-

ждений (Сутурин и др., 2015), за исключением немного повышенного содержания кремнезема и магния, пониженного – глинозема и железа.

По декоративным свойствам изученный нефрит – массивная плотная скрытокристаллическая порода, содержащая включения инородных минералов, с наличием трещин и шероховатостью.

Окраска нефрита однородная до неоднородной насыщенная зеленая до яблочно-зеленой, травяно-зеленой, шпинатно-зеленой, серовато-зеленой, светло-зеленой, белесой. Иногда отмечаются пятна до 5 мм, прожилки мощностью до 2 мм, линзочки длиной 4-8 мм яркого шпинатно-зеленого или, наоборот, светло-зеленого цвета.

Отмечается редкая однородно распределенная вкрапленность черной хромшпинели от 3 до 5%, с размером зерен до 2 мм. Белесые участки не содержат вкрапленников хромшпинели. Вкрапленники хромшпинели иногда концентрируются по параллельным плоскостям вдоль сланцеватости. Вокруг вкрапленников хромшпинели наблюдаются ореолы более насыщенного зеленого цвета, вызванные развитием хромгроссуляра.

Помимо этого, нефрит содержит большое количество тонких, менее 1 мм, зерен никелина светло-желтого цвета с металлическим блеском. Вкрапления никелина располагаются равномерно и не ухудшают качество сырья.

Нефрит просвечивает на глубину от 0,5 до 2 см. Макроскопическая трещиноватость выражена незначительно. Отдельные образцы интенсивно рассланцованы, с множеством трещин на поверхности. По параллельным трещинам отдельности развиты белые до желтоватых пленки низкотемпературного кальцита. Характер излома неровный, блеск жирный до матового, твердость по шкале Мооса 6-6.5.

Дефекты: включения рудных минералов, пленки кальцита, неоднородная окраска, пониженная блочность из-за проведения буровзрывных работ.

Окраска, ее однородность, блочность соответствуют требованиям ТУ 41-07-052-90 (Камни..., 1990), трещиноватость и шероховатость соответствуют ГОСТ 2789-73 «Шероховатость поверхности. Параметры и характеристики (с Изменениями №№ 1, 2)». Радиоактивность не более 10 мкр/час соответствует нормам НРБ-99/2009, предъявляемым к поделочному и облицовочному камню.

Нефрит принимает совершенную полировку с незначительной шагренью. На полированной поверхности выделяются более поздние прожилки – некоторые из них имеют повышенный рельеф, другие, наоборот, идеальную зеркальную поверхность.

Выводы: образцы, учитывая дефектность, отнесены к нефриту-сырцу с выходом поделочного нефрита 2 сорта 50%.

Нефрит может быть использован в камнеобрабатывающей промышленности как облицовочно-поделочный материал для изготовления декоративно-облицовочной плитки и мелких резных изделий.

*Работа выполнена в рамках государственных заданий ГИН СО РАН, № гос. рег. АААА-А17-117011650012-7 (Кислов Е.В.) и ИГГ УрО РАН, № гос. рег. АААА-А18-118052590032-6 (Попов М.П., Ерохин Ю.В.), а также при финансовой поддержке РФФИ, грант № 19-05-00337 (Кислов Е.В.). Поездка Кислова Е.В. на Баженовское месторождение и отбор образцов выполнены при финансовой поддержке РФФИ, грант № 16-17-10129.*

Архиреев И.Е. Минеральный состав нефритов Факультетского и Придорожного проявлений Миасского района (Южный Урал) // Минералогия Урала-2007. Миасс-Екатеринбург: УрО РАН, 2007. С. 204-206.

Ерохин Ю.В. Хромитовое оруденение Баженовского офиолитового комплекса (Средний Урал) // Литосфера. 2006. № 3. С. 160-165.

Камни цветные природные в сырье. Технические условия ТУ 41-07-052-90. М.: НПО «Кварцсамоцветы», 1990. 28 с.

Лоскутов А.Б. Новгородова Е.А. Минералы. Баженовское месторождение хризотил-асбеста. Екатеринбург: ОАО «ИПП «Уральский рабочий», 2013. 340 с.

Сутурин А.Н., Замалетдинов Р.С., Секерина Н.В. Месторождения нефритов. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2015. 377 с.

Wan H.M., Yeh C.L. Uvarovite and grossular from the Fengtien nephrite deposits, Eastern Taiwan // Mineral. Mag. 1984. V. 48, N 346. P. 31-37.

#### **JADE OF BAZHENOV DEPOSIT OF CHRYSOTILE ASBESTOS, MIDDLE URALS: COMPOSITION AND PROPERTIES**

E.V. Kislov<sup>1</sup>, M.P. Popov<sup>2,3</sup>, Yu.V. Erokhin<sup>3</sup>, A.V. Mikheeva<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Geological Institute of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russia;  
Buryat State University, Ulan-Ude, Russia;

<sup>2</sup>Ural State Mining University, Yekaterinburg, Russia;

<sup>3</sup>Institute of Geology and Geochemistry of UB RAS, Yekaterinburg, Russia

<sup>4</sup>Ural Federal University, Yekaterinburg, Russia

The bodies of apoultramafite nephrite were found on the Bazhenov chrysotile-asbestos deposit. The nephrite forms a veins at the contact of apogabbro rodingites with serpentinites. Nephrite consists tremolite mainly. The chrome-spinel worsens quality of an ornamental stone, but it is replaced by the chrome grossular giving the brighter green coloring to nephrite. The quality of nephrite is reduced by serpentine and talc, because of carrying out drilling-and-blasting



works. Nickeline, maucherite and uvarovite are specific minerals of Bazhenov deposit nephrite. Coloring of nephrite is uniform to non-uniform saturated green to apple-green, grassy-green, spinach-green, grey-green, light green, whitish. Spots, streaks, lenticles of bright spinach-green or, on the contrary, light green color are sometimes noted. Nephrite of the Bazhenov deposit meets requirements imposed to an ornamental stone.

\*\*\*\*

### **ХРОМИТИТЫ ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО МАССИВА: МЕТАСОМАТИЧЕСКИЙ ПАРАГЕНЕЗИС**

Е.В. Кислов<sup>1,2</sup>, В.С. Каменецкий<sup>3,4</sup>, В.В. Вантеев<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, evg-kislov@ya.ru

<sup>2</sup>Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия

<sup>3</sup>Университет Тасмании, Хобарт, Австралия, dima.kamenetsky@utas.edu.au

<sup>4</sup>Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия

Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый интрузив расположен в 60 км северо-восточнее оконечности оз. Байкал (Северное Прибайкалье, Россия). Массив представляет собой линзовидное тело размером 26×3.5 км, залегает среди карбонатно-терригенных (преимущественно черносланцевых) толщ Сыннырского рифта (Кислов, 1986; Рыцк и др., 2002) и входит в состав Сыннырско-Довыренского вулканоплутонического комплекса, возрастом ~728 млн. лет (Аришкин и др., 2013).

Особенность плутона - большое количество ксенолитов терригенных и карбонатных пород, превращенных в магнезиальные, известково-магнезиальные скарны и роговики. Размеры ксенолитов варьируют от первых сантиметров до 100-150 м. Большая часть апокарбонатных магнезиальных скарнов залегает в верхней части дунитового горизонта, формируя слой, субсогласный с общей структурой массива (Перцев, Шабынин, 1978; Кислов, 1998; Wenzel et al., 2002; Перцев и др., 2003). Скарны малоглубинные высокотемпературные.

К зоне развития магнезиальных скарнов в левом борту верховьев ручья Большой приурочены верлиты, диопсидиты и хромититы. Эндоконтактовые верлиты и жильные диопсидиты отличаются широкими вариациями структур и минерального состава. Клинопироксен (диопсид до фассаита, f=8-10%) образует наиболее крупные идиоморфные выделения, включающие изометричные резорбированные зерна оливина, изометричные кристаллы черной и зеленой шпинели. Оливин, реже пироксен, серпентинизированы по трещинам. Характерны гнезда, прожилки кальцита, в частности, в крупнокристаллическом неоднороднозернистом верлите зафиксированы гнезда кальцита и амезита, приуроченные к крупным выделениям

сульфидов (Кислов, 1998).

Хромититы - чаще всего шпировидные сегрегации хромшпинели до 0.5-1 м в длину и 10-20 см в ширину, в которых 40-60 % идиоморфной хромшпинели. Реже отмечаются жилки массивных хромититов до 2 см мощностью. Для хромититов типичны оливин, травяно-зеленый клинопироксен, хлорит, зеленый или зеленовато-бурый гранат. Клинопироксен и хлорит часто обрастают зерна хромшпинели.

Ранее силикатные включения в хромшпинели описаны как единичные (редко 2-3), состоящие из паргасита и флогопита с повышенными содержаниями Ti, Cr, Na, присутствуют также хлорит, карбонат. В качестве механизмов образования включений были предложены футлярный рост хромшпинели, вызванный обогащением магмы водой и щелочами при взаимодействии с породами ксенолитов, или посткумулусная перекристаллизация хромшпинели (Кислов, 2000).

Хромшпинель хромититов определена как пикотиты и хромпикотиты с преобладанием Al над Cr. Оливин из хромититов характеризуется более высокой магнезиальностью ( $Mg\#=0.97-0.89$ ) по сравнению с оливином из неконтаминированных дунитов ( $Mg\#=0.87-0.85$ ) и в несколько раз более высокими содержаниями CaO (до 1.2 %, в среднем 1%). Клинопироксен яркого травяно-зеленого цвета характеризуется высокими содержаниями  $Al_2O_3$  (6-8%),  $Cr_2O_3$  (1%) и  $TiO_2$  (0.5-0.7%) по сравнению с клинопироксеном из неконтаминированных дунитов (Пушкарев и др., 2003; Пушкарев, Кислов, 2005).

Для определения условий образования хромититов Йоко-Довыренского массива были проведены мессбауэровские исследования хромшпинели и квантохимические расчеты (Пушкарев и др., 2003, 2004). Полученные температуры оливин-хромитового равновесия варьируют от 1000 до 1130 °C при фугитивности кислорода примерно на одну единицу логарифма выше буфера FMQ. Образование хромититов связывается с реакцией разложения доломитов, захваченных в виде ксенолитов пикритобазальтовой магмой (Wenzel et al., 2002) и высвобождения большого объема  $CO_2$  - сильного окислителя. Значительный рост фугитивности кислорода в околоскарновом пространстве привел к усилению кристаллизации оксидных минералов (Пушкарев и др., 2003, 2004).

В ходе данного исследования был детально изучен минеральный состав хромититов. Структура породы панидиоморфнозернистая Породообразующие минералы – оливин, диопсид и хромшпинель.

Оливин зеленовато-бурый на свежем сколе и желтый на выветрелой корке. Представлен изометричными идиоморфными зернами

размером от 0.2 мм до 4-5 мм. В основной массе имеет преимущественно кристаллографические очертания. Наблюдаются также включения округлых зерен оливина в более крупных зернах оливина, диопсида и хромшпинели. Характерна ярко выраженная отдельность, напоминающая совершенную спайность, определяемая микроскопическими ламелями монтичеллита, сформированными благодаря распаду твердого раствора высококальциевого оливина (Bailau et al., 2008). По многочисленным трещинкам развиты серпентин, хлорит, кальцит, магнетит. Зачастую для оливина характерны вариации по составу, иногда зональность с увеличением железистости к периферии, чаще пятнистое распределение разных составов. В оливине отмечены включения хромшпинели, магнетита (в нем, в свою очередь, включения диопсида), монтичеллита (округлые, ограниченные или лейстообразные), диопсида (округлые или лейстообразные), хлорапатита, пирротина, галита, проблематичных хлоридов кальция, магния, железа, бария и калия.

Ярко-зеленый диопсид образует оторочки кристаллов хромшпинели и пойкилокристы, включающие, а, возможно, и разъедающие округлые зерна оливина. Отмечены включения гроссуляра (как отдельные зерна, так и прожилки), магнетита, хроммагнетита, хромшпинели, хлорита, хлорапатита. Иногда на диопсид нарастает мелилит.

Хромшпинель черного цвета образует крупные изометричные зерна размером от 1 до 3 мм. При одном николе изотропная черного цвета с красноватым оттенком. Большинство зерен разбито трещинками, заполненными серпентином, хлоритом, кальцитом, магнетитом.

Для зерен хромшпинели свойственны участки разного состава: высоко- и низко-глиноземистого вплоть до бесхромовой цинксодержащей шпинели с одной стороны и хромита с другой, оторочки, жилки, цепочки зерен хроммагнетита. Встречено зерно хромшпинели, один угол которого сложен титаномагнетитом и отделен трещиной, заполненной хлоритом (рис. 1). Во флогопите отмечено футлярообразное зерно хромшпинели состава, в %: 0.7  $TiO_2$ , 11.05  $Al_2O_3$ , 32.83  $Cr_2O_3$ , 47.3  $FeO$ , 7.4  $MgO$ , 0.54  $V_2O_3$ .

Включения в хромшпинели образуют хлорит, диопсид, оливин, магнетит, титаномагнетит, хроммагнетит, низкоглиноземистая хромшпинель, гроссуляр, паргасит, флогопит, апатит, хлорапатит, фторапатит, везувиан (иногда зональный), нефелин, куспидин, галит, пентландит, кальцит (редко с примесью железа и магния), серпентин, мелилит, перовскит, халькопирит, джерфишерит, галенит. В округлом включении диопсида отмечены выделения нефелина. Диопсид во включениях иногда последовательно обрастает гроссуляром, а тот

– хлоритом. Непосредственно на границе с включением иногда развивается хроммагнетит, реже – хромит.

В основной массе хромититов отмечены также хлорит, гроссуляр (иногда ядра кристаллов сложены гидрогроссуляром или хроммагнетитом), флогопит, хлорапатит, фторапатит, кальцит, магнетит, пентландит, халькопирит, пирротин, галенит, магнезиальный сидерит. Отмечен прожилок, состоящий из диопсида, гроссуляра, апатита, хроммагнетита, хлорита, среди более крупных щерен оливина.

Встречена кальциевая слюда клинтонит  $\text{CaAlMg}_2(\text{SiAl}_3)\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ , характерная для скарнов. В одном случае (обр. В1b) в виде включения в хлорапатите, в другом случае (обр. 15-15) на контакте хромшпинели и диопсида.

Зерна сульфидов иногда содержат включения оливина или магнетита. Отмечены ксеноморфные зерна сульфидов по отношению к лейстам хлорита, пронизывающим их во всех направлениях. Встречено зерно пентландита с включением галенита и зональных кристаллов: центр - хроммагнетит, внешняя зона - магнетит. В стыке кристаллов хромшпинели встречен пентландит-кальцит-магнетитовый агрегат.

Сульфиды часто замещаются магнетитом или хроммагнетитом, а те, в свою очередь, гетитом. По сульфидам развиваются борнит, куприт, оксиды, гидроксиды, карбонаты железа с примесью меди, оксиды железа с примесью кремния и магния.

Серпентин, кальцит, хлорит выполняют трещины в оливине, хромшпинели, диопсиде. В таких прожилках обычен магнетит, реже встречаются галенит, кубанит. Прожилки белого кальцита крупнее - длиной порядка 2-2.5 мм при ширине 0.1-0.2 мм. Кальцит и хлорит также выполняют интерстиции между зернами оливина, слагают

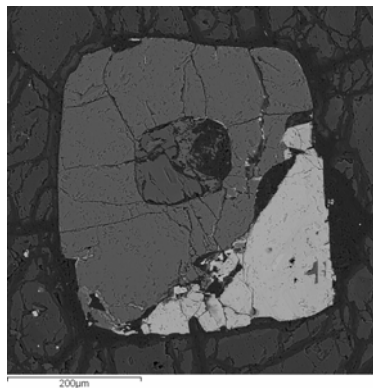


Рис. 1. Зерно хромшпинели в оливине (обр. 16-3-16): во включении слева направо диопсид, гроссуляр, хлорит, левый нижний угол – титаномагнетит.

идиоморфные зерна. В идиоморфных зернах кальцита встречаются пирротин-пентландитовые, пентландит-магнетитовые зерна.

Таким образом, для хромититов Йоко-Довыренского массива характерна композиционная неоднородность оливина и хромшпинели, которые обычно быстро уравниваются в магматической обстановке. Оливин более магнезиальный, содержит больше Са, диопсид содержит больше Al, Cr, Ti, хромшпинель глиноземистая в отличие от интрузивных пород массива. Характерен метасоматический парагенезис минералов: гроссуляр, монтичеллит, везувиан, куспидин, кальцит, сидерит, мелилит, перовскит, клинтонит, джерфишерит. Необычны для такой ассоциации нефелин, галит и другие хлориды. Это подтверждает сделанные ранее (Пушкарев, Кислов, 2005) выводы, что хромититы в контаминированных дунитах Йоко-Довыренского массива представляют собой высокохромистые скарны магматического этапа, формирование которых связано с реакцией пикрито-базальтового расплава с CO<sub>2</sub> флюидом и избыточным кальцием, экстрагированными при декарбонатизации доломитовых ксенолитов.

*Работа выполнена в рамках госзадания ГИН СО РАН по проекту IX.130.3.3., № гос. рег. АААА-А17-117011650012-7 при финансовой поддержке РФФИ, проект № 19-05-00337. Изучение Йоко-Довыренского массива, экспедиционное исследование и опробование хромититов частично проведены при финансовой поддержке РНФ, грант № 16-17-10129. Используются возможности Аналитического центра минералогических, геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН, Улан-Удэ.*

Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В., Костицын Ю.А., Меффри С., Николаев Г.С., Мак-Нил Э., Кислов Е.В., Орсоев Д.А. Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в Неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия. 2013. № 11. С. 955-972.

Кислов Е.В. Силикатные включения в хромшпинелях эндоконтактовых дунитов Йоко-Довыренского массива // Геология и геофизика. 1990. № 10. С. 47-50.

Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ, Изд. БНЦ СО РАН, 1998. 265 с.

Перцев Н.Н., Шабынин Л.И. Скарновые, карбонатные и бруситовые ксенолиты Йоко-Довыренского массива // Контактные процессы и оруделение в габбро-перидотитовых интрузиях. М.: Наука, 1978. С. 85-96.

Перцев Н.Н., Конников Э.Г., Кислов Е.В., Орсоев Д.А., Некрасов А.Н. Магнезиальные скарны мервинитовой фации из ксенолитов в

дунитах Довыренского расслоенного массива // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 512-523.

Пушкарев Е.В., Кислов Е.В. Хромититы Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье) как эндоскарны в контаминированных дунитах // Ультрамафит-мафитовые комплексы складчатых областей докембрия. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН. 2005. С. 89-93.

Пушкарев Е.В., Вотяков С.Л., Чашухин И.С., Кислов Е.В., Шапова Ю.В., Галахова О.Л. Рудные хромшпинелиды Йоко-Довыренского расслоенного массива (Северное Прибайкалье): состав, особенности структуры и условия образования // Ежегодник-2002. Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2003. С. 215-223.

Пушкарев Е.В., Вотяков С.Л., Чашухин И.С., Кислов Е.В. Оливин-хромшпинелевая окситермобарометрия ультрамафитов Йоко-Довыренского расслоенного массива // Докл. Акад. наук. 2004. Т. 395. № 1. С. 108-112.

Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Макеев А.Ф., Риле Г.В. Олоkitская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрохимические данные // Геотектоника. 2002. № 1. С. 29-41.

Bailau R., Pertsev N.N., Kislov E.V., Galuskin E.V. Olivine with perfect cleavage from Yoko-Dovyren massif, Russia // Mineralogia – Special Papers. 2008. Vol. 32. P. 41.

Wenzel T., Baumgartner L.P., Brüggemann G.E., Konnikov E.G., Kislov E.V. Partial melting and assimilation of dolomitic xenoliths by mafic magma: the Ioko-Dovyren Intrusion (North Baikal Region, Russia) // J. Petrol. 2002. Vol. 43. № 11. P. 2049-2074.

#### **THE CHROMITITES FROM THE YOKO-DOVYREN MASSIF: METASOMATIC PARAGENESIS**

E.V. Kislov<sup>1,2</sup>, V.S. Kamenetskiy<sup>3,4</sup>, V.V. Vanteev<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Geological institute, Siberian Branch, Russian Science Academy, Ulan-Ude, Russia, evg-kislov@ya.ru

<sup>2</sup>Buryat state university, Ulan-Ude, Russia

<sup>3</sup>University of Tasmania, Hobart, Australia, dima.kamenetsky@utas.edu.au

<sup>4</sup>Institute of Experimental Mineralogy, RAS, Chernogolovka, Russia

Chromitites of Yoko-Dovyren dunite-troctolite-gabbro intrusion were studied. Chromitites are located at the zone of magnesium skarns development at the top part of dunite horizon. Olivine and chromspinel of chromitites are heterogeneous by composite. The metasomatic paragenesis of minerals is characteristic: grossular, monticellite, vesuvianite, cuspidine, calcite, siderite, melilite, perovskite, clintonite, djerfisherite. Nepheline, halite and other chlorides are unusual to such association also. The chromitites represent the high-chromium skarn of a mag-

matic stage which formation is connected with reaction of picrite-basalt magma with CO<sub>2</sub> fluid and excess calcium extracted from dolomitic xenoliths as a result of decarbonatization.

\*\*\*\*

## **ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ КИМБЕРЛИТОВ КУОЙКСКОГО ПОЛЯ (ЯКУТСКАЯ КИМБЕРЛИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ)**

С.А. Ковалёва, С.И. Костровицкий

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия,  
skovaleva@igc.irk.ru

Якутская кимберлитовая провинция (ЯКП) занимает северо-восточную часть Сибирской платформы. Многие исследователи разделяют Якутскую провинцию на две субпровинции (Зайцев А.И., Смелов А.П., 2010; Харьков А.Д. и др., 1991; Хмельков А.М. 2008; Зинчук Н.Н., 2016): южную (алмазоносную) и северную (неалмазоносную или убогоалмазоносную). В пределах ЯКП на площади свыше 800 тыс. км<sup>2</sup> выявлены сотни кимберлитовых тел, которые обычно группируются в кимберлитовые поля. В данной работе мы рассмотрим Куойкское поле, которое находится на севере провинции.

Куойкское поле расположено в бассейне р. Оленек в пределах Оленекского сводового поднятия. С юга оно ограничено р. Оленек, с востока – р. Бээнчиме. Северная граница поля проводится по северной окраине выхода трапповых пород, расположенных в междуречье рр. Бээнчиме и Куойки, западная граница – по водоразделу рр. Кыран и Куойка. (Зайцев А.И., Смелов А.П., 2010). Данные, полученные U-Pb методом в цирконах и перовскитах (Sun et al., 2014), указывают на преимущественно среднеюрский возраст формирования поля.

Куойкское поле является одним из крупнейших по площади (около 50 км в поперечнике) и одним из самых насыщенных трубками полей в Якутской провинции. В настоящее время здесь известно 99 кимберлитовых тел, в том числе, 62 трубки и 27 даек. Распределение кимберлитовых тел в поле неравномерно. Наряду с одиночными телами обнаруживаются цепочки (кусты) трубок, которые, в свою очередь, образуют линейные зоны, фиксирующие, по-видимому, глубинный тектонический контроль, - с высокой концентрацией трубчатых тел. Четко выделяются две зоны северо-восточного направления и две зоны северо-западной ориентировки.

Кимберлиты Куойкского поля представлены типичными для Якутской провинции структурно-текстурными разновидностями – кимберлитовыми брекчиями (пирокластическими) и массивными (гипабиссальными) кимберлитами. (Sparks et al., 2006, Smith et al., 2013). Но в отличие от южных алмазоносных полей в Куойкском

поле преобладают гипабиссальные массивные кимберлиты. Кимберлитовые трубки выполнены породами диатремной фации – в основном, кимберлитовыми брекчиями, автолитовыми кимберлитовыми брекчиями и реже – породами гипабиссальной фации - кимберлитами с массивной текстурой. Дайки и жилы сложены обычно кимберлитами с массивной текстурой, реже - кимберлитовыми брекчиями.

По минералогическому составу они также являются типичными, хотя чаще, чем в южных полях, встречаются монтичеллит содержащие кимберлиты. Мезостазис кимберлитов состоит, в основном, из серпентин-карбонатного агрегата, нередко, с флогопитом, перовскитом, апатитом, с рассеянной вкрапленностью рудного минерала. Особенностью кимберлитов Куойкского поля по сравнению с южными является их относительная неизменность и сохранность в них оливина.

Выполнены представительные анализы химического (методом РФА) и микроэлементного (Ni, Co, Cr, Ti, V, Li, Rb, Pb, Zr, Sr, Ba, U, Th) состава для 125 образцов кимберлитов разных кимберлитовых тел Куойкского поля. В петрохимическом плане кимберлиты Куойкского поля, отличаются от алмазоносных полей более высоким содержанием  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}_{\text{total}}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . Кимберлитовые брекчии по сравнению с массивными кимберлитами из Куойкского поля являются более обогащенными  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ , and  $\text{FeO}_{\text{total}}$  и обедненными  $\text{CaCO}_3$ .

По петрохимическому составу кимберлиты Куойкского поля (Костровицкий С.И. и др., 2007) относятся как к высокомагнезиальному, магнезиально-железистому (эти типы распространены в южных алмазоносных полях), так и железо – титанистому (этот тип распространен в северных полях) типам. Большинство кимберлитовых брекчий относится к высокомагнезиальному типу, а массивные разновидности к железо-титанистому типу.

Одним из основных факторов изменчивости состава кимберлитов являются вариации содержания карбонатного компонента (от 5-10% до 60-70%  $\text{CaCO}_3$ ). Рост относительного объема карбонатного компонента ведет к резкому снижению процента силикатных и оксидных минералов. Высокие концентрации Sr в карбонатной компоненте кимберлитов (от 1200 до 8100 г/т, в среднем > 4000 г/т), из кимберлитовых тел Куойкского поля указывают на глубинное магматическое ее происхождение.

Химический состав кимберлитов обусловлен составом мантийного источника – астеносферного расплава, процессами его дифференциации при восхождении к поверхности, а также интенсивностью проявления вторичных гидротермально-метасоматических процессов.



Особенности распределения основных оксидов и некогерентных микроэлементов в разных структурно-текстурных разновидностях дает основание для вывода о формировании магнезиальных разновидностей кимберлитов за счет контаминации материала литосферной мантии.

Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. – Якутск: Офсет, 2010. 108 с.

Зинчук Н.Н. Геолого-вещественные особенности кимберлитовых диатрем // Вестник Пермского университета. Геология. Изд-во Пермский государственный национальный исследовательский университет. 2016. № 4 (33). С. 70-89

Костровицкий С.И., Морикио Т., Серов И.В., Яковлев Д.А., Амиржанов А.А. Изотопно-геохимическая систематика кимберлитов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 3. С. 350-371.

Харькив А. Д., Зуенко В. В., Зинчук Н. Н., Крючков А. И., Уханов В. А., Богатых М. М. Петрохимия кимберлитов. М.: Недра, 1991. 304 с.

Хмельков А.М. Основные минералы кимберлитов и их эволюция в процессе ореолообразования (на примере Якутской алмазонасной провинции). Новосибирск: АРТА, 2008. - 252 с.

Smith S.B.H., Nowicki T.E., Russell J.K., Webb K.J., Mitchell, R.H., Hetman C.M., Harder M., Skinner E.M.W. and Robey J.V. Kimberlites terminology and classification // J. Geol. Soc. India. 2013. Vol. 2. P. 1-18.

Sun J., Liu C.-Z., Tappe S., Kostrovitsky S. I., Wu Fu-Yuan, Yakovlev D., Yang Yue-Heng, Yang Jin-Hui. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: insights from in situ U-Pb and Sr-Nd perovskite isotope analysis // Earth Planet. Sci. Let. 2014. Vol. 404. P. 283–295.

Sparks R.S.J., Baker L., Brown R.J., Field M., Schumacher J., Stripp G., Walters A. Dynamical constraints on kimberlite volcanism // J. Volc. Geoth. Res. 2006. Vol. 155 (1-2). P. 18–48.

## **MATERIAL COMPOSITION OF KIMBERLITES OF THE KUOIKSKY FIELD (YAKUT KIMBERLITE PROVINCE)**

S.A. Kovaleva, S.I. Kostrovitsky

Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia, skovaleva@igc.irk.ru

The kimberlites from Kuoika field are presented by structural-textural species that typical of the Yakutian province — kimberlite breccia (pyroclastic) and massive (hypabyssal) kimberlites. They are divided into two groups by chemical composition: high-magnesian, magnesian-ferrous type (typical for the southern diamondiferous fields) and ferrous-titanium (common in the northern fields). The most kimberlite breccia belong to high-Mg type, and massive species are of Fe-Ti type. The chemical composition of kimberlites is due to the composition of the mantle source – asthenospheric melt, the processes of its differentiation during ascent to the surface, as well as the intensity of secondary hydrothermal-metasomatic processes. For massive varieties of kimberlite characterized by a higher level of incompatible rare elements compared with breccia varieties, which is explained by the authors of their certain dilution in the formation of breccias.

\*\*\*\*

## **КАРБОНАТНАЯ ИЛИ КАРБОНАТИТОВАЯ КОМПОНЕНТА В КИМБЕРЛИТАХ ЯКУТСКОЙ ПРОВИНЦИИ**

С.И. Костровицкий, Д.А. Яковлев

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия,  
*serkost@igc.irk.ru*

Вопрос генетических взаимоотношений между кимберлитовыми и карбонатитовыми породами широко обсуждается в литературе (Dawson, Hawthorne, 1973; Voctor, Boyd, 1981; Mitchell, 1986; Tappe et al., 2013). Кимберлиты принадлежат семейству вулканических ультраосновных пород существенно оливинового состава, насыщенных летучими, в основном, CO<sub>2</sub> (Mitchell, 1986). Карбонатиты представляют собой интрузивные и экструзивные породы, входящие в состав сложных интрузивных комплексов вместе с ультраосновными и щелочными породами, сложные более чем на 50 модалных % карбонатами. Карбонатиты содержат редкометалльную минерализацию и отличаются исключительно высокой концентрацией некогерентных элементов. Кимберлитовые и карбонатитовые проявления вулканизма в пределах Сибирской платформы пространственно разделены – первые тяготеют к центральным областям, а вторые – к краевым.

Представления о происхождении карбонатной компоненты, ее роли в происхождении кимберлитов существенно менялись со временем – от непризнания ее магматической природы (Бобриевич и др., 1964) до заключения о ее ключевом значении в формировании кимберлитовых пород (Russell et al., 2012). Ряд исследователей называет

карбонатную компоненту карбонатитовой (Agashev et al., 2008; Safonov et al., 2011).

При описании минералов использована следующая аббревиатура: *srp* - серпентин, *phl* - флогопит, *cal* - кальцит, *dol* - доломит, *ap* - апатит, *spl* - шпинель, *mag* - магнетит, *py* - пирит, *prt* - пирротин, *ptl* - петландит, *mnz* - монацит, *bad* - бадделейт и пирохлор - *pcl*.

В трубке Айхал, в одном из наиболее высоко алмазоносном месторождении Западной Якутии нами была обнаружена дайка, представленная тонкозернистой породой афировой текстуры *srp-phl-cal-dol* состава, практически лишенную макро-, микрокристол (и псевдоморфоз вторичных минералов по *ol*), содержащую акцессорные *ap*, *mnz*, *pcl*, *bad*, бетафит и сульфиды. Высокий уровень некогерентных элементов и наличие таких акцессорных минералов, как монацит, бадделейт и пирохлор предполагает принадлежность данной породы к карбонатитам. В докладе проведено сопоставление состава породы дайки с карбонатитовыми брекчиями из трубок Староречинского кимберлитового поля (Прианабарье), описанных в ряде публикаций (Agashev et al., 2008; Safonov et al., 2011).

Карбонатитовые брекчии участка Номохтоох представляют собой породы, насыщенные ксеногенным материалом вмещающих пород (известняки, реже песчаники, отдельные ксенолиты пород кристаллического фундамента). Основная масса карбонатитовой брекчии представлена, в основном, тонкозернистым *cal* (до 70-85%) и *dol* (7-28%), содержащего зерна *ap* (1-5%), *phl* (0,15-4,4%), *mag* (0,1-3,7%) (Маршинцев, 1974). В качестве акцессорных минералов находятся *bad*, *pcl*, циркон, колумбит, *ilm*, торит.

Кимберлиты из трубки Айхал относятся к высоко-Mg петрохимическому типу с относительно низким содержанием FeO, TiO<sub>2</sub> и характеризуются значительной изменчивостью состава, что связано с широкой вариацией содержания карбонатной компоненты, представленной, в основном, *cal* (20-70% CaCO<sub>3</sub>). Карбонатитоподобная порода из дайки отличается низким содержанием SiO<sub>2</sub> (10,7-13,6%), повышенным содержанием K<sub>2</sub>O (1,5-2,2%) и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,5-1,0%) и высоким содержанием карбонатной компоненты, представленной *cal* и преимущественно *dol* (до 80% CaCO<sub>3</sub> + CaMgCO<sub>3</sub>). Карбонатитовая брекчия из участка Номохтоох характеризуется (Маршинцев, 1974) низким содержанием SiO<sub>2</sub> (среднее 12,2%) и высоким содержанием карбонатной компоненты (CaO+CO<sub>2</sub> варьирует в пределах 24,2-69,4%; среднее 55,3%) и отличается от кимберлитов трубки Айхал относительно высоким содержанием FeO<sub>total</sub> (среднее 9,96%) и низким MgO (2,4-13,4%; среднее 9,66%).

По уровню содержания некогерентных элементов карбонатитоподобная порода из дайки трубки Айхал значительно (на полпорядка) превосходит кимберлиты из этой же трубки и занимает на спайдерграммах промежуточное положение между кимберлитами трубки Айхал и карбонатитовыми брекчиями участка Номохтоох (рис. 1). Заметим, что кимберлитовая брекчия из участка Номохтоох (проба № 90-67, трубка Джо-северная) по уровню содержания некогерентных элементов не отличается от типичных кимберлитов.

Изотопные характеристики кимберлитов из трубки Айхал и карбонатитовых брекчий в координатах  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ - $\epsilon\text{Nd}$  (рис. 2) отвечают таковым для изученных ранее (Smith, 1983) кимберлитов типа 1 из разных провинций Мира, - все точки изотопных составов попадают в область слабо истощенной мантии. Расположение фигуративных точек Sr-Nd состава для карбонатитоподобной породы из дайки трубки Айхал на графике смещено в сторону осадочно-морского репера; в то время как значение  $\epsilon\text{Nd}$  отвечает области слабо истощенной мантии. Смещение изотопного состава Sr обусловлено наложенным процессом карбонатизации.

Модальный минеральный состав карбонатитоподобной породы из жилы - 5% spr, 10% cal, 35% phl, 50% dol. Акцессорная минерализация представлена ap, spl, mnz, bad, pcl и сульфидами. В качестве включения в макрокристе phl встречено зерно бетафита (высоко-Ti минерал из группы пироклора, обогащенный REE).

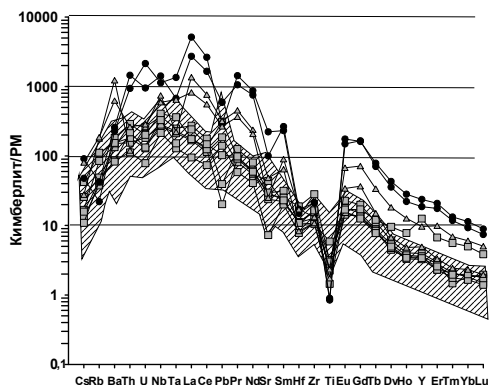


Рис. 1. Спайдер-диаграммы распределения некогерентных элементов для кимберлитов (квадратики) и карбонатитоподобной породы из трубки Айхал (треугольники) и из карбонатитовых брекчий участка Номохтоох Староречинского поля (затитые кружки). Заштрихованное поле – область составов для алмазonoсных кимберлитов ЯКП.

Dol образует зерна идиоморфной и субидиоморфной формы размером от 10×10 до 200 мкм), иногда агрегаты зерен. Содержание SrO в dol широко варьирует от 0.01 до 0.17%, что свидетельствует о его кристаллизации в относительно широком температурном интервале. cal неравномерно распределен в основной массе породы, иногда образует каймы вокруг кристаллов phl. Редкие идиоморфные кристаллы cal характеризуются высокой концентрацией SrO (до 0.81%), в то время как в доминирующем cal содержание SrO <0.1%. Один из самых распространенных минералов карбонатитоподобной породы phl образует в основной массе идиоморфные и субидиоморфные кристаллы размером от 30×20 до 200×80 мкм и характеризуется широкой вариацией таких оксидов, как TiO<sub>2</sub> (0.7-1.8%), FeO (3.0-14.1%), BaO (0.2-2.6%).

Из аксессуарных минералов карбонатитовой ассоциации в трубке Айхал заметное распространение получил только mpz размером 1-5 мкм, реже встречается bad от 25×10 до 50×50 мкм. Пироклор образует кристаллы размером 7×5 мкм и обнаруживается чрезвычайно редко. В кристалле phl обнаружено включение бетафита ((Ca,Na,U)<sub>2</sub>(Ti,Nb,Ta)<sub>2</sub>O<sub>6</sub>(OH) - минерал группы pcl) округлой формы размером 2×2 мкм. По сравнению с pcl бетафит обогащен TiO<sub>2</sub> (до 14.2%) и REE (до 16%).

Типоморфные аксессуарные минералы (pcl, bad и ap) были отобраны из тяжелой фракции карбонатитовых брекчий участка Номохтоох - из трубок Джо-южная, Джо-северная, Последняя, Аномалия 35. Пироклор находится в виде идиоморфных, иногда округло-угловатых обломков кристаллов октаэдрической формы размером от 0.2 до 1.5 мм. Bad образует пластинчатые кристаллы (чаще в виде их обломков) размером от 0.3 до 2.0 мм. Апатит представлен идиоморфными и субидиоморфными бесцветными кристаллами вытяну-

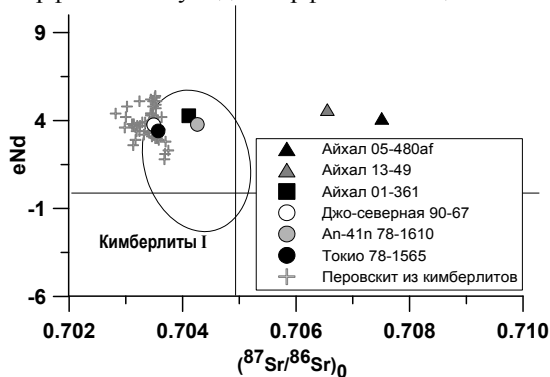


Рис. 2. График изотопных составов в координатах  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ -  $\epsilon\text{Nd}$  для кимберлитов и карбонатитоподобной породы из трубки Айхал и из карбонатитовых брекчий участка Номохтоох Староречинского поля.

той призматической формы размером от 0.1 до 0.8 мм. Составы минералов оказались типичными для карбонатитовых пород (Капустин, 1971; Terry, 1996; Зайцев и др. 2012). Pcl при существенном доминировании Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (66-69,9%) содержит изоморфные с CaO примеси SrO (0.7-5.7%) и REE (в основном, La и Ce – 0.4-4.0%). Бадделеит с 95.3-98.0% ZrO<sub>2</sub> содержит примеси Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0.5-2.7%) и HfO<sub>2</sub> (1.3-1.8%). В макрокристаллах ар наиболее высокие изоморфные примеси образуют SrO (0.3-2.3%) и Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.2-0.7%). Особенностью кристаллов pcl является частая встречаемость включений ар, как одиночных, так и групповых, характеризующихся разной направленностью в отдельных доменах кристалла ар (рис. 2). Включения ар в макрокристаллах pcl отличаются по составу высоким содержанием SrO (до 8.3%) и редкоземельных элементов (La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 2%; Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 4%; Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 1.3%).

Порода, выполняющая дайку трубки Айхал, как имеющая существенно карбонатный состав, как содержащая акцессорные минералы mnz, bad и pcl, соответствует классическим карбонатитовым породам, но по ряду геохимических параметров, в частности, по концентрации некогерентных элементов не достигает их уровня. По сравнению с карбонатитовыми брекчиями из участка Номохтоох карбонатитоподобная порода из трубки Айхал отличается относительно низкой концентрацией REE (2090-2868 и 6548-10282 г/т соответственно). Существенное отличие карбонатитовых брекчий участка Номохтоох от карбонатитоподобной породы из трубки Айхал заключается и в относительно высоком содержании в брекчиях FeO<sub>total</sub> (среднее для брекчий - 9.96%, для породы из трубки Айхал – 3.6%) и низком содержании MgO (среднее для брекчий - 9.7%, для породы из трубки Айхал – 20%). Именно поэтому породу, выполняющую дайку трубки Айхал, мы называем карбонатитоподобной.

Описанные выше минералы (bad, pcl, бетафит), встреченные в дайке, не характерны для кимберлитовых пород, но являются обычными акцессорными минералами в карбонатитах (Капустин, 1971). Мы предполагаем, что образование карбонатитоподобной породы произошло на заключительном этапе процесса дифференциации кимберлитового расплава-флюида с отделившиеся фазой существенно карбонатного состава при становлении трубки Айхал (возможно, в результате процессов гравитационной отсадки барофильных минералов). Относительно высокая концентрация некогерентных элементов по сравнению с кимберлитами в остаточном флюиде предопределила кристаллизацию в дайке таких типоморфных для карбонатитовых пород минералов, как mnz, bad, pcl и бетафит.

По нашему мнению, наличие карбонатитоподобной породы в дайке трубки Айхал не может служить аргументом существования генетической связи между кимберлитами и карбонатитами. Во-первых, несмотря на высокую концентрацию некогерентных элементов в карбонатитоподобной породе, превышающую значения, характерные для кимберлитовых пород, она не достигает уровня, типичного для карбонатитовых пород (различие примерно на полпорядка). Во-вторых, обнаруженные в дайке минералы, типоморфные для карбонатитов, чрезвычайно мелки и редки. Главное же различие заключается в источнике некогерентных элементов. Если для карбонатитовых пород высокая концентрация некогерентными элементами обусловлена первичным составом мантийного источника, то для дайки трубки Айхал она обязана процессам дифференциации кимберлитового расплава-флюида. Следовательно, обнаружение самой дайки в кимберлитовой трубке Айхал не опровергает заключения большинства исследователей о пространственной разобщенности кимберлитов и карбонатитов и отсутствия между ними генетической связи. И поэтому называть карбонатную компоненту из кимберлитов карбонатитовой мы считаем было бы неверным.

*Авторы благодарны геологическому руководству АК АЛРОСА за предоставленные возможности проведения полевых работ на кимберлитовых трубках ЯКП. Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту IX.129.1.5. (№0350-2016-0030). Работа выполнена с использованием научного оборудования ЦКП "Изотопно-геохимических исследований" ИГХ СО РАН.*

Бобриевич А.П., Илупин И.П. и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии / Под ред. В.С. Соболева. М., Недра, 1964, 192 с.

Капустин Ю.Л. Минералогия карбонатитов. М.: Наука, 1971. 288 с.

Костровицкий С.И., Морикио Т., Серов И.В., Яковлев Д.А., Амиржанов А.А. Изотопно-геохимическая систематика кимберлитов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 3. С. 350-371.

Маршинцев В.К. Карбонатитовые образования восточного склона Анабарского сводового поднятия. Якутск: Якутское книжное издательство, 1974. 120 с.

Agashev, A. M., Pokhilenko, N. P. et al. Primary melting sequence of a deep (4250 km) lithospheric mantle as recorded in the geochemistry of kimberlite-carbonatite assemblages, Snap Lake dyke system, Canada // Chem. Geol. 2008. Vol. 255. P. 317–328.

Doctor N.Z., Boyd F.R. Oxide minerals in a layered kimberlite-carbonatite sill from Benfontein, South Africa // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1981. Vol.76. P. 253–259.

Dawson J.B., Hawthorne J.B. Magmatic sedimentation and carbonatic differentiation in kimberlite sills at Benfontein, South Africa // *J. Geol. Soc. Lond.* 1973. Vol. 129. P. 61-85.

Mitchell R.H. Kimberlites: mineralogy, geochemistry and petrology. New York, Plenum Press, 1986. 442 p.

Russell J. K., Porritt L.A., Lavalley Yan, Dingwell D.B. Kimberlite ascent by assimilation – fueled buoyancy // *Nature.* 2012. Vol. 481. No. 19. P. 352-356.

Safonov O.G., Kamenetsky V. S., Perchuk L. L. Links between carbonatite and kimberlite melts in chloride carbonate-silicate systems: experiments and application to natural assemblages // *J. Petrol.* 2011. Vol. 52. P. 1307–1331.

Tappe S., Pearson G., Prelević D. Kimberlite, carbonatite, and potassic magmatism as part of the geochemical cycle // *Chem. Geol.* 2013. Vol. 353. P. 1–3.

## **CARBONATE OR CARBONATITIC COMPONENT IN KIMBERLITES OF THE YAKUTIAN PROVINCE**

S.I. Kostrovitsky, D.A. Yakovlev

Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, serkost@igc.irk.ru

In the Aikhal diamondiferous pipe from the Alakit-Markhinsky field of the Yakutian kimberlite province (center of the Siberian craton), a dike was found, represented by a rock, similar in composition to carbonatites. Comparison of compositions rock and accessory minerals (baddeleyite, pyrochlore, monazite) from the Aikhal pipe dyke with carbonatite breccias from the Nomokhtooook site of the Starorechinsky kimberlite field (northern margin of the Siberian craton) is presented. The level of concentration of incoherent elements in the rock from the Aikhal pipe dyke is significantly lower (by 3-5 times) than in carbonatite breccias. It is assumed that the relatively high concentration of incoherent elements in the carbonatite-like dike rock, which caused crystallization of accessory minerals, is due to the differentiation processes of the kimberlite melt-fluid, and the high Sr isotope ratios indicate the transformation of the rock by hydrothermal-metasomatic processes. The obtained data on the composition of carbonatite-like rock cannot serve as an argument for the presence of a genetic link between kimberlites and classical carbonatites.

\*\*\*\*



## U-Pb (SHRIMP RG) ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ЦИРКОНА ИЗ ГАББРО-АНОРТОЗИТОВ АЧИНСКОГО КОМПЛЕКСА

Н.М. Кудряшов<sup>1</sup>, В.В. Балаганский<sup>1</sup>, О.В. Удоратина<sup>2</sup>, А.В. Мокрушин<sup>1</sup>,  
М.А. Кобл<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, nik@geoksc.apatity.ru

<sup>2</sup>Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, udoratina@geo.komisc.ru

<sup>3</sup>Стэнфордский Университет, США, coblem@stanford.edu

Кольский полуостров представляет собой область широкого развития габбро-анортозитового магматизма палеопротерозойского и архейского возраста. Архейский габбро-анортозитовый магматизм (megacrystic anorthosites) проявлен, главным образом, в обрамлении Кейвского террейна и представлен большой группой массивов, которые были объединены в единый Кейвско-Колмозерский комплекс (Шарков, 1984). Изотопно-геохронологическое изучение U-Pb (ID TIMS) методом архейских габбро-анортозитовых массивов установило два временных этапа их формирования. Изотопное датирование циркона и бадделита из габбро-норитов и анортозитов Цагинского массива, Ачинского и Медвежье-Щучьеозерского комплексов дало неoarхейские возрасты 2.68-2.66 млрд лет (Баянова, 2004). Расположенные на границе зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья и Мурманского гранитоидного блока массивы габбро-анортозитов - Патчемварекский и Северный - имеют мезoarхейский возраст циркона 2.93-2.92 млрд лет (Кудряшов, Мокрушин, 2011). На основе геодинамических реконструкций, размещение тел габбро-анортозитов архейского возраста связывается с коллизией Кейвской и Мурманской микроплит в неoarхее (Минц и др., 1996). Существуют мнения о связи габбро-анортозитовых массивов с начальным периодом стабилизации континентальной коры Кейвского блока в неoarхее (Вревский, 2016).

Ачинские габбро-анортозитовые интрузии расположены в тектоническом шве между Кейвским и Мурманским блоками (рис. 1). Интрузии габбро-анортозитов обнажаются в виде узких линзовидных тел мощностью от нескольких до десятков метров и сложены в различной степени измененными крупно-, среднезернистыми метагаббро-анортозитами. Первоначально они, вероятно, представляли собой единый массив, разобщенный впоследствии тектоническими процессами. Породы имеют порфиоровую структуру и состоят из близких к идиоморфным кристаллов плагиоклаза, интерстиции между которыми



Рис. 1. Фрагмент геологической карты Кольского региона (гл. редактор Ф.П. Митрофанов, 1996). Условные обозначения: 1 – Цагинский массив; 2 - Медвежье-Щучьеозерский комплекс; 3 - Патчемварекский и Северный массивы; 4 – Пачинский массив.

выполнены агрегатом вторичной роговой обманки по пироксенам. Состав плагиоклаза изменяется от битовнита до лабрадора. Акцессорные минералы: циркон, титанит, апатит, титаномагнетит.

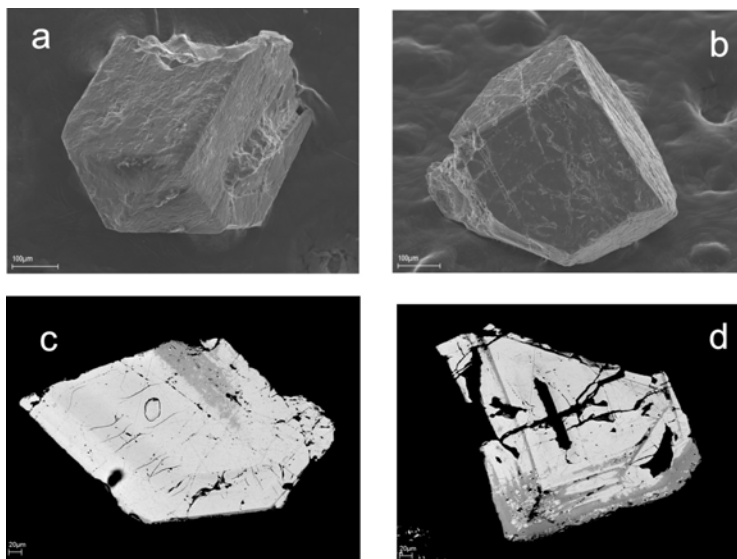


Рис. 2. Микрофотографии циркона из габбро-анортозитов Ачинского комплекса: РЭМ (а, б); в отраженных электронах (с, d). Изображения получены на сканирующем электронном микроскопе LEO-1450 (аналитик А.А. Тележкин, ГИ КНЦ РАН).

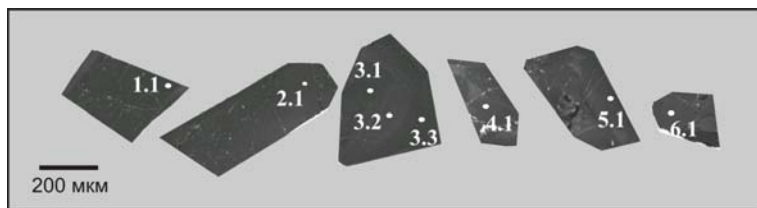


Рис. 3. Микрофотографии циркона в катодоллюминесценции из габбро-анортозитов (обр. 71502). Кружками отмечены анализируемые участки зерен. Изображения получены на сканирующем электронном микроскопе Jeol 5600 (Стэнфордский университет).

Проба для выделения циркона отобрана из коренного обнажения габбро-анортозитов, расположенного на правом берегу р. Ачерйок (см. рис. 1). Аксессуарный циркон представлен полупрозрачными, розоватого цвета, призматическими обломками кристаллов с хорошо сохранившимися ребрами (рис. 2 а,б). В отраженных электронах в зернах циркона отмечаются участки с первичной магматической зональностью (рис. 2 с,д). В катодных лучах циркон темного цвета (рис. 3). Морфологические характеристики и внутреннее строение циркона из габбро-анортозитов указывают на его магматическое происхождение без видимых следов более поздних преобразований, связанных с метаморфизмом пород.

Локальное U-Pb изотопно-геохронологическое исследование зерен циркона было выполнено в центре SUMAC Стэнфордского университета и Геологической службы США на ионном мультиколлекторном микрозонде SHRIMP RG по методике, описанной на сайте <http://shrimprg.stanford.edu>.

Таблица 1. Результаты U-Pb локального изотопного исследования циркона из габбро-анортозитов Ачинского комплекса

№ точки анализа	$^{206}\text{Pb}_s$ , %	Содержания, г/т				Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн. лет		D, %
		$^{206}\text{Pb}^*$	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		
71502-1.1	0,000	212	560	386	0,71	0.1753±0.2	10.66±0.8	0.441±0.8	1,0	2356±15	2608±4	12	
71502-2.1	0,003	139	322	287	0,92	0.1813±0.3	12.58±0.7	0.503±0.7	0,9	2627±14	2664±4	2	
71502-3.1	0,013	202	480	407	0,87	0.1794±0.2	12.14±0.7	0.491±0.6	0,9	2574±13	2647±4	3	
71502-3.2	0,017	116	286	144	0,52	0.1770±0.3	11.55±1.0	0.473±0.98	0,9	2497±20	2625±5	6	
71502-3.3	0,002	216	509	330	0,67	0.1816±0.2	12.37±1.5	0.494±1.0	1,0	2589±32	2666±4	4	
71502-4.1	0,016	56	130	97	0,77	0.1813±0.8	12.43±1.1	0.497±0.8	0,7	2602±17	2664±12	3	
71502-5.1	0,008	223	614	483	0,81	0.1702±0.6	9.92±1.2	0.423±1.0	0,9	2272±19	2559±10	13	
71502-6.1	0,005	89	205	144	0,73	0.1806±0.8	12.52±1.1	0.503±0.7	0,7	2626±16	2658±14	1	

Примечание. Ошибка в калибровке стандарта соответствовала 0.15%. Погрешности даны на уровне 1σ.  $^{206}\text{Pb}_s$  и  $^{206}\text{Pb}^*$  указывают содержания обыкновенного и радиогенного свинца, соответственно. Измеренные отношения скорректированы на  $^{204}\text{Pb}$ . D = 100\*[возраст ( $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ) / возраст ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ) - 1]. Rho - коэффициент корреляции между ошибками определения отношений  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ .

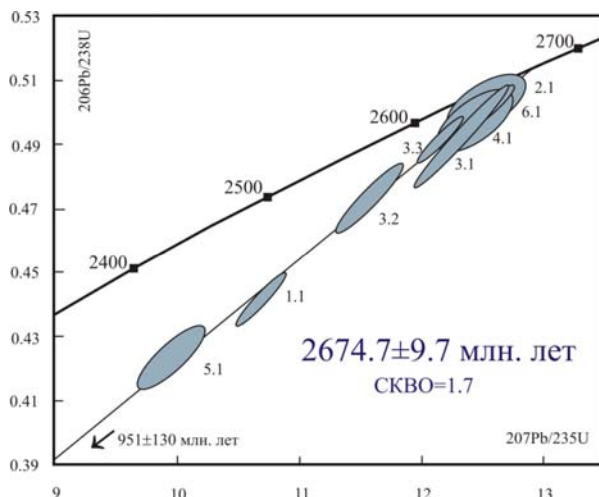


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для циркона из габбро-анортозитов Ачинского комплекса (погрешности даны на уровне  $2\sigma$ ).

Возраст верхнего пересечения, рассчитанный для семи дискордантных и одной конкордантной проанализированной точки составил  $2674.7 \pm 9.7$  млн. лет,  $SKBO=1.7$  (рис. 4, табл. 1). Наиболее дискордантные значения характерны для аналитических точек, обогащенных ураном (табл. 1). Мы полагаем, что верхнее пересечение дискордии с конкордией с возрастом  $2674.7 \pm 9.7$  млн. лет отражает время кристаллизации магматического циркона при формировании габбро-анортозитов, а дискордантность связана с последующим изменением циркона.

#### Выводы:

1. Архейские интрузии габбро-анортозитов Кольского региона являются специфическими образованиями тектонических швов между блоками континентальной земной коры, формировавшихся в мезоархее и неорхее.

2. Локальные U-Pb (SHRIMP RG) исследования циркона из габбро-анортозитов Ачинского массива дали неорхейский возраст их магматической кристаллизации  $2674.7 \pm 9.7$  млн. лет назад.

3. Предполагается, что первоначальная магма мезоархейских габбро-анортозитов близка базальтам MORB типа, характерных для начальных стадий развития зеленокаменных поясов и связана с их образованием в океанической обстановке, а первоначальная магма для габбро-анортозитовых массивов неорхейского возраста отно-

сится к субщелочному типу и их формирование происходило во внутриплитной обстановке.

*Работа выполнена в рамках темы НИР № 0226-2019-0053.*

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. С-Пб.: Наука. 2004. 176 с.

Вревский А.Б. Возраст и источники анортозитов неоархейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (Фенноскандинавский щит) // Петрология. 2016. Т. 24. № 6. С. 571-586.

Кудряшов Н.М., Мокрушин А.В. Мезоархейский габбро-анортозитовый магматизм Кольского региона: петрохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2011. Т. 19. № 2. С. 173-189.

Миц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 278 с.

Шарков Е.В. Анортозитовые ассоциации Кольского полуострова // Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С. 5-61.

#### **U-PB (SHRIMP RG) ISOTOPIC-GEOCHRONOLOGICAL STUDY OF ZIRCON FROM GABBRO-ANORTHOSITES OF THE ACHIN COMPLEX**

N.M. Kudryashov<sup>1</sup>, V.V. Balaganskii<sup>1</sup>, O.V. Udoratina<sup>2</sup>, A.V. Mokrushin<sup>1</sup>,  
M.A. Coble<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Geological Institute KSC RAS, Apatity, nik@geoksc.apatity.ru

<sup>2</sup>Institute of Geology, Komi Scientific Center, UB RAS, Syktyvkar, Russia,  
udoratina@geo.komisc.ru

<sup>3</sup>Stanford University, USA, coblem@stanford.edu

Two stages of Archean gabbro-anorthosite magmatism are known in the Kola region: Mesoarchean (2.93-2.92 billion years) and Neoproterozoic (2.68-2.66 billion years). Neoproterozoic gabbro-anorthosite magmatism is represented by a number of massifs located in the frame of the Cave block. Achinsk complex of gabbro-anorthosite intrusions is exposed in the tectonic seam between the Archean Murmansk and Kola blocks. For zircon from anorthosites of Achinsk complex U-Pb (SHRIMP RG) age of zircon  $2674.7 \pm 9.7$  million years was determined. The obtained age reflects the crystallization of zircon from the melt and, accordingly, the time of formation of rock mass. It is assumed that the initial magma for gabbro-anorthosite arrays of neoproterozoic age belongs to the subalkaline type and their formation occurred in the intraplate environment.

\*\*\*\*

## ОБРАЗОВАНИЕ, ЭВОЛЮЦИЯ И РАННЯЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ (ДО НАЧАЛА ТЕКТониКИ ПЛИТ)

М.И.Кузьмин<sup>1</sup>, А.Б. Котов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия,  
mikuzmin@igc.irk.ru

<sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

13.7 млрд лет тому назад в результате большого взрыва образовалась наша Вселенная, в которой расположена Галактика Млечный Путь с Солнечно-планетной системой. Взрыв привел к появлению во Вселенной водорода и гелия. Эти элементы принимали участие в формировании малых галактик, состоящих из нескольких звезд, в недрах которых в ходе нуклеоядерных реакций образовались другие элементы.

Постепенно малые галактики соединялись, разрастались и, наконец, образовалась галактика Млечный Путь. В этой галактике на рубеже 4.6 млрд лет произошел взрыв сверхновой звезды и появилась солнечная «туманность», развитие которой привело к формированию Солнечно-планетной системы. В настоящее время известно более 5 тысяч звездно-планетных систем, но Солнечная система отличается от них. В нашей звездно-планетной системе через 2 млн лет после ее формирования произошло разделение на внутреннюю часть планет земной группы и периферийную газово-водно-ледяные планеты. В других звездно-планетных системах такого явления пока не обнаружено.

Через 2 млн лет одновременно с разделением Солнечной системы образовались две крупные планеты в ее внешней части – Юпитер и Сатурн. Они стали дрейфовать по направлению к Солнцу и дальше к орбите Марса. Во время дрейфа планеты разбивали протопланетные образования и доставили достаточное количество «строительного материала» (углистых хондритов) для планет Земной группы. Обратное к своим орбитам они вернулись около 4.0-4.1 млрд лет назад после образования Солнечной системы.

Вскоре, после образования Солнечной «туманности», началась аккреция Земли, которая сопровождалась дифференциацией ее на железо-никелевое ядро и мантию. Доставленный «строительный материал» (углистые хондриты) дал возможность Земле через 50 млн лет окончательно сформироваться - ее масса достигла практически современного состояния. Около 4,52 млрд лет Земля уже имела твердую поверхность и произошло столкновение Земли с космическим телом размером, близким Марсу. Результатом этого столкновения стало образование спутника Земли – Луны. При столкновении двух

космических тел были образованы, во-первых, магматический столб, протяженностью до трех орбит Луны, а во-вторых, большое количество твердых каменных обломков, отвечающих по составу веществу мантии Земли. Магматическое вещество (периферия столба), послужило основой Луны, а оставшаяся масса магматических частиц вернулась на Землю, образовав магматический океан. Обломки распространились внутри Солнечной системы, а часть их достигла и частично сохранилась до сих пор в периферийном метеоритно-астероидном кольце Солнечной системы.

4,5 млрд лет назад начался гадейский эон – начало геологической истории Земли. С этого времени (4,44 млрд лет) сохранились цирконы – единственные свидетели о существовании первичной коры Земли. В гадейское время происходили постоянные бомбардировки Земли и Луны каменными осколками, которые образовались при импакте, ответственным за образование Луны. Эти осколки (каменные метеориты) пробивали поверхность Земли и погружались в верхнюю часть мантии. Они вызывали мантийные перевороты, которые поставляли на поверхность Земли основные-ультраосновные магмы. Их дифференциация приводила к образованию гранитоидных расплавов – источников гадейских цирконов. При следующих бомбардировках новообразованные магматические породы разрушались, погружались в мантию, расплавлялись, образуя мантийные протолиты, которые в дальнейшем служили источниками для более поздних архейских магматических пород. Цирконы оставались в мантии и поднимались на поверхность Земли вместе с последующими мантийными магмами.

Архейский период сменил гадейский эон 4.0-3.9 млрд лет назад. Это время примечательно тем, что сохранилась первая континентальная кора, представленная ассоциацией пород тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава (ТТГ). Эоархейские ТТГ характеризуются высокими содержаниями магния и натрия, они отличаются, таким образом от более поздних позднепротерозойских известково-щелочных пород. Образование пород ТТГ определяется процессами сабдукции, которые связаны с вертикальной тектоникой. Излияние коматиит-базальтовых магм в результате нескольких эпизодов вулканизма обуславливало большую мощность коры, которая «проваливалась» в мантию, а под действием новых порций основной магмы происходило выплавление гранитоидных расплавов, которые интродировали верхние горизонты коры. В архее, как и в гаее поверхность Земли была представлена стагнированной плитой. Стагнированная плита определяла дисбаланс внутреннего тепла Земли, ко-

торое накапливалось и не терялось, уходя в космическое пространство. Такой дисбаланс приводил к мантийным переворотам, в результате которых мантийные магмы, изливаясь на стагнированную поверхность Земли, выводили излишки внутреннего тепла Земли. В гадее метеоритные бомбардировки также приводили к мантийным переворотам и излиянию основных магм. Как показано в недавней работе (Bedard, 2018), в архее тепловой дисбаланс приводил к послойной конвекции, при которой отдельные, в частности, верхние слои характеризовались мелкочаистой конвекцией. Восходящие потоки этих конвекционных ячеек вызывали очередные мантийные перевороты, при которых опять происходило плавление мантийного вещества, а образующиеся основные магмы достигали поверхности Земли. Эти магмы являются основой процессов субдукции, приводящих к формированию древних кратонов, сложенных породами ТТГ. Такие мантийные перевороты являются долгоживущими, т.е. они вполне способны формировать необходимые по мощности фанерозойские кратоны.

В связи с тем, что была мелкочаистая конвекция, происходило формирование большого количества кратонов, которые в дальнейшем могли сталкиваться и объединяться в более крупные. Очевидно, что в связи с постепенной потерей тепла, конвекционные слои мантии углублялись и происходила смена первых «магниевых» ассоциаций ТТГ на более железистые и с более высокими содержаниями калия. После 3.4 млрд лет под влиянием процессов субдукции, т.е. вертикальной тектоники, произошло образование зеленокаменных поясов.

В конце архея началось формирование геосфер Земли. Произошло разделение ядра на внутреннее твердое (Fe-Ni) и внешнее жидкое. В 3.1 млрд лет появились первые признаки литосферы Земли. Период 3.1-2.0 млрд лет является переходным между ранней эндогенной активностью и современной активностью Земли, которая определяется тектоникой плит и тектоникой глубоких мантийных плюмов. В этот период происходило укрупнение кратонов и на рубеже 1.8 млрд лет появился первый суперконтинент Nuna. Динамика переходного периода пока окончательно не ясна: или укрупнение кратонов было обусловлено мантийными конвекционными потоками, или тектоникой малых плит.

Важно подчеркнуть, что изменение стилей тектонических движений на Земле определялось процессом остывания планеты. В ранней истории Земли основные эндогенные процессы были связаны со стагнированной «покрышкой» (поверхностью) Земли и мантийными



переворотами. Их развитие привело к тектонике литосферных плит совместно с тектоникой глубоких мантийных плюмов.

Основные положения данного сообщения можно найти в следующих публикациях:

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Биография Земли: основные этапы геологической истории // *Природа*. 2017. № 6. С. 12-25.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Изменение стиля тектонических движений в процессе эволюции Земли // *Докл. Ак. наук*. 2016. Т. 469. № 6. С. 706-710.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Горячев Н.А. Магматизм и металлогения ранних этапов развития Земли как отражение ее геологической эволюции // *Геология и геофизика*. 2018. Т. 59. № 12. С. 1924-1940.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Котов А.Б. Ранняя эволюция Земли, начало ее геологической истории: как и когда появились гранитоидные магмы // *Литосфера*. 2018. Т. 18. № 5. С. 653-671.

#### **FORMATION, EVOLUTION AND EARLY GEOLOGICAL HISTORY OF THE EARTH (BEFORE PLATE TECTONICS)**

M.I. Kuz'min<sup>1</sup>, A.B. Kotov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia, mikuzmin@igc.irk.ru

<sup>2</sup>Institute of Geology and Geochronology of Precambrian RAS, St. Petersburg, Russia

The paper is focused on the evolution of the Earth starting with the planetary accretion and differentiation of the primordial material (similar in composition to CI chondrites) into the core and mantle and the formation of the Moon as a result of the impact of the Earth with a smaller cosmic body. The features of the Hadean eon (ca. 4500-4000 Ma) are described in detail. Frequent meteorite-asteroid bombardments which the Earth experienced in the Hadean could have caused the generation of mafic/ultramafic primary magmas. These magmas also differentiated to produce some granitic magmas, from which zircons crystallized. The repeated meteorite bombardments destroyed the protocrust, which submerged into the mantle to remelt, leaving refractory zircons, indicators of the Early Earth's geologic conditions, behind.

\*\*\*\*

## ФРАГМЕНТЫ ЛИТОСФЕРЫ МЕЗОЗОЙСКОГО ЗАДУГОВОГО БАСЕЙНА В ОФИОЛИТАХ ВОСТОЧНОЙ ЧУКОТКИ

Г.В. Леднева<sup>1</sup>, Б.А. Базылев<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия, ledneva@ilran.ru

<sup>2</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского, Москва, Россия, bazylev@geokhi.ru

На Восточной Чукотке ультрабазит-базитовые комплексы, являющиеся дезинтегрированными фрагментами установленных и предполагаемых офиолитов (Aponymous, 1973), выделяются вдоль южной границы Чукотской (Новосибирско-Чукотской) складчатой системы. Комплексы выходят на поверхность в эрозионных окнах Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса (ОЧВП) альба-кампа на отдельных участках совместно с терригенными толщами нижнего и верхнего триаса (Косыгин и др., 1974), а также приурочены к верхнеархейским-протерозойским (Жуланова, 1990; Котляр и др., 2001; Шульдинер, Недомолкин, 1976; Natal'in et al., 1999) и верхнекарбонным-пермским (Natal'in et al., 1999) толщам гранитно-метаморфических куполов (Акинин, 1990) конца позднего мела (Гельман, 1995; Akinin, Calvert, 2002; Bering Strait, 1997; Grantz et al., 2002). Выходы офиолитов рассматриваются как свидетельства существования в геологическом прошлом океанического бассейна Ангаючам, закрывшегося в поздней юре - раннем мелу в результате столкновения Чукотского микроконтинента (фрагмента микроплиты Арктической Аляски-Чукотки) с окраиной Азии (Sokolov et al., 2002). Степень изученности этих ультрабазитов и базитов неравномерная; данные, позволяющие обосновать их принадлежность к офиолитам, а также судить о генезисе и геодинамической природе комплексов, имеются только для ультрабазитов и базитов бассейнов р. Матачингай (Леднева и др., 2018) и р. Усхэтвеем (Акинин, 1990), занимающих разные геологические позиции.

Офиолиты р. Матачингай (детальное описание см. в работе (Леднева и др., 2018)), слагают несколько тектонических блоков, ограниченных крутопадающими разломами и приуроченных к зоне разрывных нарушений северо-западного простирания в эрозионном окне ОЧВП. Блоки сложены а) тальк-магнезитовыми и кварц-магнезитовыми породами по дунитам и перидотитам, серпентинизированными шпинелевыми гарцбургитами с телами дунитов и жилами пироксенитов, оливиновых габбро и лейкогаббро; б) роговообманковыми, в том числе турмалиновыми, габбро, диоритами и плагиогранитами; в) толщами песчаников-гравелитов с прослоями спилитов, г)

базальт-кремнистыми и д) кремнисто-карбонатными отложениями с горизонтами ацеловых известняков валанжина (Косыгин и др., 1974). Ультрабазиты и базиты не датированы; галька ультрабазитов, базальтов и кремней в молассе, перекрывающей тектонические блоки, позволяет предполагать до-раннемеловой возраст пород (Косыгин и др., 1974).

Совокупность признаков (хромистость шпинелей реститовых гарцбургитов и дунитов, оценки температур закрытия двупироксенового (Wells, 1977) и оливин-шпинелевого (Ballhaus et al., 1991) равновесий, температура и давление отделения последних порций расплава от гарцбургитов (Базылев и др., 2000), фугитивности кислорода (Ballhaus et al., 1991), геохимический состав захваченного дунитами и гарцбургитами расплава (Базылев и др., 2019) указывает на формирование шпинелевых гарцбургитов и дунитов в центре задугового спрединга. Роговообманковые габбро и базальты обнаруживают черты геохимии, характерные для островодужных толеитовых расплавов.

Расчитанные составы расплавов, захваченных гарцбургитами и дунитами, и составы расплавов, родоначальных для жильных кумулятивных пироксенитов и оливиновых габбро, роговообманковых габбро и базальтов отличаются друг от друга по геохимии; габброиды и базальты обнаруживают принципиальные различия изотопного состава стронция, неодима и свинца. При условии близости возраста пород предполагается, что формирование шпинелевых гарцбургитов с телами дунитов и жилами кумулятивных пород, роговообманковых габбро и базальтов, слагающих в современной структуре разные тектонические блоки, происходило в пределах разных сегментов задугового бассейна. Расплавы, родоначальные для жильных кумулятивных пород, роговообманковых габбро и базальтов, генерировались при частичном плавлении источников мантии DMM и DMM-EM1, модифицированных подвижными во флюидной фазе компонентами субдуцированной плиты.

Метаультрабазиты и метабазиты бассейна р. Усхэтвеем детально описаны в работе (Акинин, 1990). Согласно опубликованным материалам, эти породы слагают линзы и будины преимущественно в согласном залегании с вмещающими их сланцами и гнейсами амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций гранитно-метаморфического купола. Условия метаморфизма метаультрабазитов и метабазитов отвечают амфиболитовой фации. Возраст протолита метаультрабазитов и метабазитов не известен, время метаморфического преобразования - предположительно, альб. В составе комплекса В.В Аки-

нин (1990) выделяет ассоциации: а) метадунитов, метагарцбургитов и метаортопироксенитов, по-видимому, являющихся метаморфизованными аналогами реститовых шпинелевых перидотитов, б) тремолитовых метаперидотитов и тремолититов, рассматриваемых в качестве метаморфических аналогов жильных пород в гарцбургитах, и в) хлорититы и амфиболиты, близкие по составу к дунитам-верлитам-клинопироксенитам-горнблендитам, габброноритам и габбро. Интервал хромистости первичных шпинелей метаортопироксенитов, метагарцбургитов и метадунитов типичен для реститовых шпинелевых лерцолитов и гарцбургитов СОХ и отличается от интервала хромистости шпинелей гарцбургитов р. Матачингай (Леднева и др., 2018). Прямые доказательства воздействия флюидов и/или расплавов субдуцировавшей плиты на породы комплекса не установлено. Это позволяет допускать формирование протолита (или протолитов) метаультрабазитов и метабазитов в обстановках океанического и задугового спрединга.

*Работа выполнена в соответствии с планами научно-исследовательских работ ГИН РАН по теме 0135-2016-0022 и ГЕОХИ РАН по теме 17.*

Акинин А.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканического пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.

Акинин А.В. Геология и петрология Усхэтвеемского комплекса ультрамафитов (Чукотский полуостров). Дисс. ... канд. г.-м. наук. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1990. 304 с.

Базылев Б.А., Леднева Г.В., Бычкова Я.В., Кононкова Н.Н., Кузьмина Т.Г., Ромашова Т.В. Оценка содержания и состава захваченного расплава в дунитах // Геохимия. 2019. Т. 64. № 5. С. 471–485.

Базылев Б.А., Силантьев С.А. Геодинамическая интерпретация субсолидусной перекристаллизации мантийных шпинелевых перидотитов. 1. Срединно-Океанические хребты // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 227–240.

Гельман М.Л. Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на Северо-Востоке Сибири. Ст. 1. Геологическая история палеозойских и мезозойских куполов // Тихоокеанская геология. 1995. №4. С. 102–115.

Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 304 с.

Косыгин Ю.А., Воеводин В.Н., Житков Н.Г., Соловьев В.А. Восточно-Чукотская вулканическая зона и тектоническая природа вулканогенных поясов // Докл. АН СССР. 1974. Т. 216. № 4. С. 885–888.

Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.

Леднева Г.В., Базылев Б.А., Моисеев А.В., Соколов С.Д., Ишиватари А., Кузьмин Д.В., Беляцкий Б.В. Офиолитовый комплекс р. Матачингай на Восточной Чукотке: фрагмент литосферы мезозойского задугового бассейна // Геотектоника. 2018. №4. С. 54-76.

Тихомиров П.Л. Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. Дисс. ... докт.г-м. наук. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова, 2018. 574 с.

Шульдинер В.И., Недомолкин В.Ф. Кристаллический фундамент Эскимосского массива // Советская геология. 1976. № 10. С. 33–47.

Akinin V.V., Calvert A.T. Cretaceous mid-crustal metamorphism and exhumation of the Koolen Gneiss Dome, Chukotka Peninsula, northeastern Russia / E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klempere (eds.). Tectonic Evolution of the Bering Shelf–Chukchi Sea–Arctic Margin and Adjacent Landmasses // Geol. Soc. Am. Spec. Paper 360. Boulder: Colorado, 2002. P. 147–165.

Anonymous. Penrose field conference on ophiolites // Geotimes. 1972. Vol. 17. P. 24–25.

Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. Vol. 107. Is. 1. P. 27–40.

Bering Strait Geologic Field Party. Koolen metamorphic complex, NE Russia: Implications for tectonic evolution of the Bering Strait region // Tectonics. 1997. Vol. 16. No. 5. P. 713–729.

Dick H.B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. Vol. 86. Is. 1. P. 54–76.

Grantz A., Sholl D., Toro J., Klempere S.L. Geologic Structure of Bering and Chukchi shelves adjacent to Bering-Chukchi Deep Seismic Transect and tectonostratigraphic terranes of adjacent landmasses, scale 1:3000000. Plate 1 / E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klempere (eds.). Tectonic Evolution of the Bering Shelf–Chukchi Sea–Arctic Margin and Adjacent Landmasses // Geol. Soc. Am. Spec. Paper 360. Boulder: Colorado, 2002. 387 p.

Natal'in B.A., Amato J.M., Toro J., Wright J.E. Paleozoic rocks of the Chegitun River Valley, northern Chukotka Peninsula: Insights into the

tectonic evolution of the eastern Arctic // *Tectonics*. 1999. Vol. 18. Is. 6. P. 977–1003.

Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L., Shekhovtsov V.A., Glotov S.P., Ganelin A.V., Kravchenko-Berezhnoy I.R. South Anuyi suture, northeast Arctic Russia: Facts and problems / E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klemperer (eds.). *Tectonic evolution of the Bering Sea shelf – Chukchi Sea – Arctic margin and adjacent landmasses* // *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 360. Boulder: Colorado, 2002. P. 209–224.

Wells P.R.A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1977. Vol. 62. Is. 2. P. 129–139.

### **FRAGMENTS OF THE LITHOSPHERE OF THE MESOZOIC BACK-ARC BASIN OPHIOLITES IN THE EASTERN CHUKOTKA**

G.V. Ledneva<sup>1</sup>, B.A. Bazylev<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Geological Institute RAS, Moscow, Russia, ledneva@ilran.ru

<sup>2</sup>Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russia, bazylev@geokhi.ru

The questions of the genesis and geodynamic nature of the ophiolites of Eastern Chukotka are considered. For ophiolites p. Matingingai proposed a model for the formation of rocks composing different tectonic blocks in different segments of the center of the back-arc spreading.

\*\*\*\*

### **НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ И ДРУГИХ СВОЙСТВАХ МИНЕРАЛОВ ИЗ ПОЛОСЧАТЫХ ГАББРОИДОВ И ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА КАЛБАКДАГСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ТУВА)**

Ф.П. Леснов<sup>1</sup>, Ч.К. Ойдуп<sup>2</sup>, А.А. Монгуш<sup>2</sup>, В.Н. Королук<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, felix@nsc.igm.ru; lesnovfp@list.ru;

<sup>2</sup>Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия

В работе представлены новые данные о химическом составе и других свойствах породообразующих и аксессуарных минералов из габброидов Калбакдагского массива (Центральная Тува) (51°33'40.05" с.ш.; 94°56'34.25" в.д.) – одного из существенно габброидных мафит-ультрамафитовых массивов, расположенных в этом регионе (Леснов и др., 2019) и обычно относимых исследователями к категории дифференцированных (расслоенных) комплексов (Поляков, Богнибов, 1979; Монгуш, 2002). Вместе с тем, механизмы формирования этих массивов все еще остаются предметом дискуссий, в том числе из-за дефицита представительных данных о химическом составе слагающих их минералов. С целью по возможности сузить

рамки этой дискуссии авторы выполнили дополнительные исследования состава и других свойств минералов из габброидов указанного массива.

Калбакдагский массив имеет линзовидную в плане форму, его обнаженная часть занимает площадь около 9 кв. км, его длинная ось ориентирована в субширотном направлении. В своей южной части он прорывает вулканогенно-осадочные породы нижнего кембрия. В северном экзоконтакте массива расположен интрузив раннеордовикской диорит-тоналит-плагιοгранитной ассоциации, возраст которой по геологическим данным находится в пределах 484–474 млн. лет (Руднев и др., 2006). U-Pb возраст (SIMS SHRIMP) циркона из амфиболлизированных габбро Калбакдагского массива составил  $486 \pm 6,4$  млн. лет (фонды Красноярскгеолсъемка, 2015). Данный массив сложен преобладающими мезо-, лейко- и меланократовыми оливиновыми и базальтовыми габброноритами и габбро, а также подчиненными им плагииоклазодержащими перидотитами и клинопироксенидами, которые залегают среди габброидов в виде многочисленных обособлений линзовидной формы и предположительно являются тектоническими отторженцами более древней протрузии в различной мере переработанных реститогенных ультрамафитов (Леснов и др., 2019). Габброиды массива обычно имеют параллельно-полосчатую текстуру (рис. 1) и среднезернистую структуру. Под микроскопом в габброидах нередко наблюдалась слабо выраженная порфириовидная структура и трахитоидная текстура. При изучении ориентировки полосчатости пород массива установлено, что он имеет концентрически-зональное строение, и что полосы («слои») обычно наклонены от его контактов в сторону внутренней зоны (Поляков и др., 1984). Габброиды массива, имея варьирующий количественно-минеральный состав, сложены зернами оливина, ортопироксена, клинопироксена и плагииоклаза, а также лейстами последнего, слагающими основную массу пород. Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, сфеном, цирконом, биотитом.

С целью изучения особенностей распределения химических компонентов в минералах из габброидов данного массива с помощью алмазной пилы в нескольких коренных обнажениях его внутренней зоны был отобран ряд бороздовых проб длиной около 30-60 см. В одной из таких проб (К-1) в шлифах-пластинках, изготовленных из двух ее фрагментов длиной 5 см, с применением микроанализатора JEOL JXA-8100 было выполнено около 100 рентгеноспектральных анализов породообразующих и акцессорных минералов, результаты которых обсуждаются ниже.



Рис. 1. Одна из борздовых проб полосчатых оливиновых габброноритов, отобранная из коренного обнажения в центральной зоне Калбагдагского массива.

Оливины, представленные зернами размером 0,5-1,0 мм в количестве от единичных выделений до 20%, обычно имеют удлиненную (веретеноподобную) или неправильную форму и извилистые границы. Они слагают кулисно расположенные прерывистые кружево-видные цепочки. В сростании с зернами оливина часто находятся ксеноморфные выделения магнетита и образованные при распаде его твердого раствора выделения ильменита. Мелкие зерна оливина иногда находятся в виде пойкилитовых включений в зернах клинопироксена. Оливин обычно не серпентинизирован, некоторые его зерна окружены симплектитовыми каймами, состоящими из агрегата серпентина и вторичного магнетита. По химическому составу эти оливины относятся к гиалосидериту ( $Fa = 35-44\%$ ). В некоторых зернах оливина выявлена химическая зональность. В их внутренних зонах содержание  $Fa$  составляет около 36 %, в периферических зонах оно повышается до 44 %. Минерал очень беден примесями  $NiO$  ( $< 0,05$  мас. %) и  $CaO$  ( $< 0,15$  мас. %). Ортопироксены чаще присутствуют в породе в количествах до 5 %, местами их содержание повышается до 20%. Минерал представлен призматическими зернами размером 2,5 мм, иногда он присутствует в виде мелких пойкилитовых включений в зернах клинопироксена. Ортопироксены совместно с магнетитом обнаружены в симплектитовом агрегате, который в виде узкой (0,05 – 0,1 мм) каймы окружает зерна оливина. В редких случаях в зернах ортопироксена присутствуют пойкилитовые выделения плагиоклаза. Некоторые зерна минерала замещены тальком. По химическому составу ортопироксены относятся к гиперстену, реже – к бронзиту (62-72 %  $En$ ). Содержания элементов-примесей в них находятся в следующих пределах (мас. %):  $Al_2O_3$  (0,63-1,29),  $CaO$  (0,32-0,75),  $TiO_2$  (0,05-0,14),  $MnO$  (0,42-0,62). Клинопироксены представлены призматическими зернами в количестве 15-55 %. Размер их зерен



составляет 0,5-1,5 мм, порфиридные выделения имеют размеры 3-5 мм. Зерна клинопироксена очень часто сдвойникованы, в них обычно наблюдаются тонкие ламеллы ортопироксена (структуры распада твердого раствора). Встречаются гломеропорфиридные сростки зерен клинопироксена с зернами плагиоклаза, погруженные в мелкозернистую основную массу, состоящую из лейст плагиоклаза. В зернах клинопироксена присутствуют малочисленные пойкилитовые включения плагиоклаза, реже оливина и ортопироксена размером в десятые доли мм. Зерна клинопироксена частично или полностью замещены буровато-зеленым амфиболом, изредка – совместно с биотитом. Содержание миналов в клинопироксенах колеблется в следующих пределах (%): Wo – 39,4-45,9; Fs – 11,9-18,2; En – 36,8-45,3. Содержания элементов-примесей в этом минерале варьируют в следующих пределах (мас. %): Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1,80-3,21), TiO<sub>2</sub> (0,21-0,42), MnO (0,18-0,39), Na<sub>2</sub>O (0,11-0,31). Значения параметра Mg/Fe (формульные единицы) изменяются в интервале 2,09-3,69; параметра Si/Ca – в интервале 2,16-2,49. Судя по химическому составу, эти клинопироксены в основном относятся к авгитам. Плагиоклазы представлены в виде порфиридных вкрапленников, пойкилитовых включений в оливинах и пироксенах, а также в виде многочисленных лейст, слагающими основную массу габброидов. Содержание плагиоклазов варьирует в интервале от 10-15 % до 90 % объема породы. При этом порфиридные вкрапленники невелики (до 5 %). Они имеют короткопризматический габитус, обычно в них не видна оптическая зональность. Минерал в различной мере замещен соссюритом. Пойкилитовые включения плагиоклаза в виде единичных выделений округленной или неправильной формы, имеющих размеры в пределах (0,03-0,15) x (0,1-0,4 мм), присутствуют в зернах клино- и ортопироксенов, реже – в зернах оливина. Лейсты плагиоклаза длиной 0,3-1,0 мм составляют 15 до 90 % объема породы. Обычно они ориентированы субпараллельно, что обуславливает трахитоидную микротекстуру породы. Почти повсеместно наблюдается "обтекание" лейстами плагиоклаза более крупных зерен клино- и ортопироксенов, оливина и плагиоклаза. Содержание анортитового минала в плагиоклазах варьирует в следующих пределах (%): вкрапленники (80-90), пойкилитовые включения (80-87), лейсты (77-85). Содержание примеси FeO в плагиоклазах (мас. %): вкрапленники (0,23-0,34), пойкилитовые включения (0,23-0,34), лейсты (0,18-0,60), что предполагает кристаллизацию их материнского расплава в мезоабиссальных условиях. Амфиболы, частично или полностью замещая зерна клинопироксена, составляют 5-40 % объема породы. Из-за их темной окра-

ски на поверхности образцов габброидов хорошо проявлена их тонкополосчатая текстура (см. рис 1). По химическому составу амфиболы, содержащие 19-67 % ферросилитового компонента, относятся к магнезиальной или железистой роговой обманке, реже - к эдениту. Элементы-примеси в них представлены в следующих количествах (мас. %):  $TiO_2$  (0,06-1,02),  $MnO$  (0,12-0,37),  $Na_2O$  (0,69-1,62). В габброидах массива впервые выявлен хлорсодержащий амфибол (0,09-0,80 мас. % Cl), который совместно с хлорсодержащим скаполитом (см. тезисы в этом сборнике - Леснов и др. «Проявление скаполитовой минерализации...») слагает тонкие жилки, секущие оливиновые габбронориты. Магнетиты, представленные неравномерно распределенными ксеноморфными выделениями размером от 0,01 до 4 мм в количестве до 1-2 %, часто сближены с зернами оливина. Элементы-примеси в магнетитах содержатся в следующих количествах (мас. %):  $TiO_2$  (0,33-0,78),  $NiO$  (0,004-0,040),  $V_2O_5$  (0,38-0,81),  $Cr_2O_5$  (0,27-0,89),  $MgO$  (0,01-0,08). Ильмениты представлены пластинчатыми выделениями размером в сотые доли миллиметра. Они находятся в виде включений в зернах магнетита, образовавшихся при распаде его твердого раствора. Элементы-примеси в ильменитах содержатся в следующих количествах (мас. %):  $MnO$  (0,18-0,21),  $NiO$  (0,004-0,040),  $ZnO$  (0,02-0,06),  $V_2O_5$  (0,39-0,47),  $Cr_2O_5$  (0,02-0,13),  $MgO$  (0,11-1,60). Цирконы в количестве 14 зерен были обнаружены в тяжелой фракции размером - 0,5 мм, полученной из коллективной штучной пробы оливинового габбронорита, отобранной в непосредственной близости от места отбора бороздовой пробы К-1. Рассчитанные по результатам микронзондовых анализов значения параметров Mg/Fe и Si/Ca (форм. единицы) для оливинов, ортопироксенов, клинопироксенов и плагиоклазов из оливинового габбронорита свидетельствуют о том, что в названных минералах отсутствует зависимость (согласованность) их химических составов, которая должна была бы проявиться в случае их эвтектической кристаллизации из базальтоидного расплава в процессе его охлаждения в магматической камере (рис. 2).

На основании полученных новых данных о текстурно-структурных свойствах оливиновых габброноритов, а также с учетом химического состава слагающих их минералов можно предложить следующую гипотетическую модель формирования Калбагдагского массива и его пород. Согласно этой модели на современном эрозионном срезе массив представляет собой «срез» субвертикального подводящего канала (магматической камеры) денудированной на глубину ~10 км позднедокембрийской вулcano-плутонической системы. Обнажающиеся на этом эрозионном «срезе» разновидности

пород кристаллизовались в мезоабиссальных условиях в процессе охлаждения поднимающегося по этому каналу базальтоидного расплава. Последний представлял собой структурированную суспензию, не менее 40 % объема которой составляли перемешивающиеся и часто «струйчато» ориентированные вкрапленники оливина, ортопироксена, клинопироксена и плагиоклаза. Эти вкрапленники находились в обедненной феррическими компонентами остаточной жидкости, из которой на конечной стадии кристаллизации образовались многочисленные лейсты плагиоклаза. В процессе движения расплава суспензии по субвертикальному каналу длинные оси лейст плагиоклаза часто «огибали» порфиридные вкрапленники.

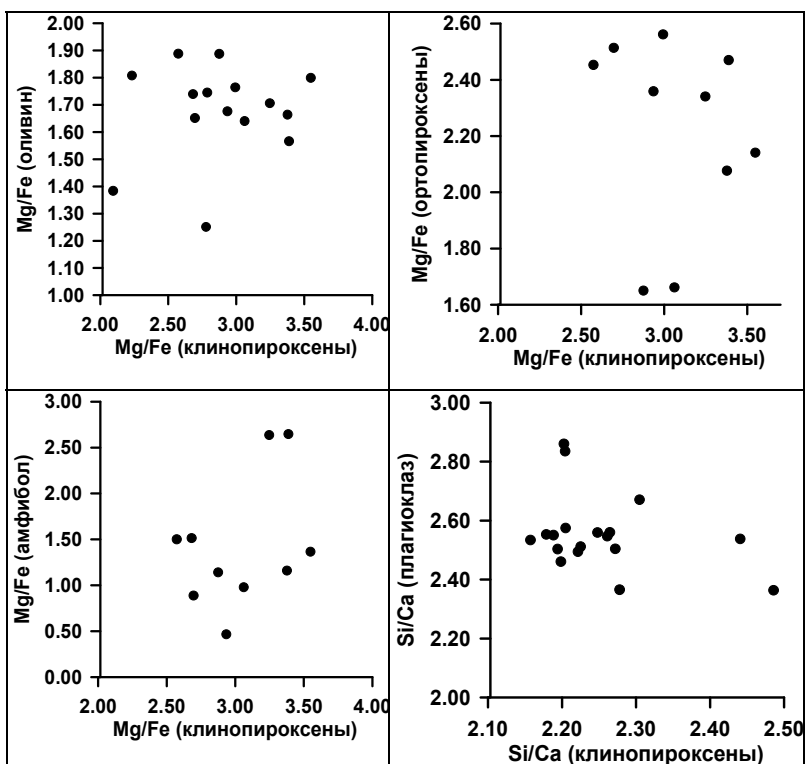


Рис. 2. Соотношения значений параметров Mg/Fe и Si/Ca (формульные единицы) в оливинах, ортопироксенах, клинопироксенах, плагиоклазах и амфиболах из оливиновых габброноритов Калбагдагского массива (бороздовая проба К-1).

С такой гипотетической моделью формирования Калбагдагского массива согласуются следующие факты о его строении, а также о составе и свойствах его пород и минералов: 1) концентрически-зональное строение массива; 2) субпараллельная полосчатость и местами наблюдаемая под микроскопом трахитоидность пород; 3) присутствие в габброидах трех одновременно образованных разновидностей плагиоклаза – ранней (пойкилитовые включения в пироксенах и оливинах), промежуточной (порфирировидные вкрапленники) и поздней (лейсты, слагающие основную массу породы); 4) ксеноморфизм выделений оливина, их истощенность NiO и наличие реакционных кайм вокруг них, что позволяет предполагать ксеногенную природу и перекристаллизацию этого минерала; 5) отсутствие химического равновесия между порфирировыми вкрапленниками оливина, ортопироксена, клинопироксена и плагиоклаза, что могло быть следствием их перемешивания в движущемся расплаве-суспензии, которое препятствовало достижению химического равновесия между этими минералами.

*Работа выполнена по плану НИР лаборатории № 212 Института геологии и минералогии СО РАН.*

Леснов Ф.П., Кужугет К.С., Монгуш А.А., Ойдуп Ч.К. Геология, петрология и рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов Республики Тыва. Новосибирск: Изд-во "ГЕО", 2019 (в печати).

Монгуш А.А. Петрография и минералогия раннепалеозойских ультрамафит-мафитовых массивов Восточной Тувы // Автореф... Дисс. Канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГМ СО РАН. 2002. 26 с.

Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Бибилова Е.В., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Плоткина Ю.В., Баянова Т.Б. Каахемский полихронный гранитоидный батолит (Восточная Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. 2006. № 2. С. 3–33.

Поляков Г.В., Богнибов В.И. Раннепалеозойский перидотит-пироксенит-габбро-норитовый комплекс салаирид Юго-Восточной Тувы // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск. Наука. 1979. С. 118-126.

## NEW DATA ON THE COMPOSITION AND OTHER PROPERTIES OF MINERALS FROM BANDED GABBROIDS AND THE GENESIS OF THE KALBAKDAG MAFIC-ULTRAMAFIC MASSIF (CENTRAL TUVA)

F.P. Lesnov<sup>1</sup>, Ch.K. Oydup<sup>2</sup>, A.A. Mongush<sup>2</sup>, V.N. Korolyuk<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia,  
*felix@nsc.igm.ru; lesnovfp@list.ru;*

<sup>2</sup>Tuva Institute for the Integrated Development of Natural Resources SB RAS  
(Kyzyl, Russia)

On the basis of the obtained new data on textural and structural properties of olivine gabbronorites, and also with regard to the composition of minerals can suggest the following hypothetical model of the formation of Kalbag massif. In the modern erosion section, the massif is a "slice" of the subvertical magmatic chamber denudated to a depth of ~10 km of the late Cambrian volcano-plutonic system. Rocks crystallizes from a basalt melt in the mesoabyssal conditions.

\*\*\*\*

## ПРОЯВЛЕНИЕ СКАПОЛИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ГАББРОИДАХ КАЛБАКДАГСКОГО МАФИТ- УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА (ТУВА)

Ф.П. Леснов<sup>1</sup>, Ч.К. Ойдуп<sup>2</sup>, А.А. Монгуш<sup>2</sup>, В.Н. Королюк<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия,  
*lesnovfp@list.ru; felix@nsc.igm.ru*

<sup>2</sup>Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл,  
Россия

Скаполит, относящийся к группе каркасных силикатов, довольно широко распространен в природе. Минерал чаще всего встречается в регионально метаморфизованных породах и в скарнах, где он представлен в обособлениях, из которых наиболее крупные отбирались в свое время для изучения состава методом «мокрой» химии (Дир и др., 1966). Нередко минерал присутствует в пневматолитически и гидротермально измененных основных магматических породах. Еще в начале 30-х годов прошлого века В.Н. Лодочников (Лодочников, 1974, стр.) отмечал, что «скаполит иногда встречается как поствулканический минерал в изверженных горных породах, преимущественно из группы габбро, где он часто замещает плагиоклазы». На территории Тувы скаполиты были обнаружены в ассоциации с хлорсодержащим амфиболом (дашкесанитом) в никель-кобальтовом месторождении Хову-Аксы (Онтоев, 1958).

При изучении методом электронно-зондового микроанализа химического состава минералов из пород Калбакдагского мафит-ультрамафитового массива, расположенного в центральной части Тувы на левобережье р. Каа-Хем и входящего в состав Ондум-

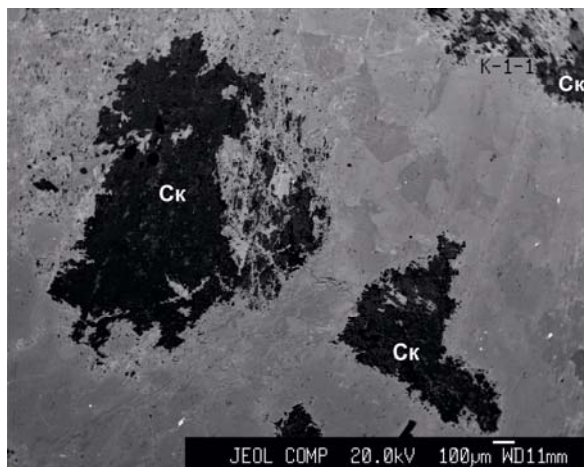


Рис. 1. Микрофотография выделений скаполита (Ск), находящихся совместно с зернами роговой обманки (серое) в составе жилки, секущей оливиновый габбронорит (обр. К-1-1). Снимок сделан в обратно рассеянных электронах на микроанализаторе JEOL JXA-8100.

Таннуольского ареала (Леснов и др., 2019), в одном из образцов оливинового габбронорита нами впервые для этого массива был обнаружен скаполит. Минерал представлен единичными выделениями размером до 1 мм, находящимися в парагенезисе с зернами амфибола и измененного плагиоклаза в составе жилки, секущей оливиновый габбронорит (рис. 1).

Изучение состава скаполитов выполнено в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН на микроанализаторе JEOL JXA-8100 (табл. 1). Пределы обнаружения (ПО) означают наименьшие содержания компонентов, при которых они еще обнаруживались по использованной методике анализа с вероятностью 84 % (односторонний 1 $\sigma$ -критерий). Выполненные анализы показали, что химический состав скаполитов варьирует в сравнительно узких пределах, при этом во всех случаях в них обнаруживался Cl в количестве 1,30-2,73 мас. %. Наличие хлора, а также группы «ОН» дает основание предположить присутствие в этих скаполитах фтора, в связи с чем в дальнейшем предполагается дополнить схему его анализа этим элементом. Состав изученных скаполитов сравним с составом этого минерала из некоторых проявлений, проанализированного ранее методом «мокрой» химии, но при в нем были определены более высокие содержаниями K<sub>2</sub>O (см. табл. 1, анализы 5\*-9\*).

Таблица 1. Химический состав скаполитов из оливинового габбронорита Калбакдагского массива (обр. К-1-1), мас. %.

№ анализа	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	NiO	Cl	SO <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O	Сумма
ПО	0,03	0,01	0,02	-	0,01	0,009	0,09	0,009	0,02	0,007	0,01	0,006	-	-	-
1	53,00	0,033	24,17	Н.д.	0,058	0,029	Н.обн.	10,58	8,22	0,12	Н.обн.	2,04	Н.обн.	0,51	98,77
2	52,04	Н.обн.	24,57	Н.д.	0,068	0,041	Н.обн.	11,66	7,77	0,12	0,017	1,66	Н.обн.	0,61	98,55
3	52,61	Н.обн.	24,13	Н.д.	Н.обн.	Н.обн.	Н.обн.	10,83	8,20	0,13	Н.обн.	1,93	Н.обн.	0,54	98,38
4	52,94	Н.обн.	23,73	Н.д.	0,011	0,006	Н.обн.	10,35	8,32	0,13	Н.обн.	2,16	Н.обн.	0,47	98,13
5	52,31	Н.обн.	24,22	Н.д.	0,044	Н.обн.	Н.обн.	11,20	7,40	0,12	Н.обн.	2,03	Н.обн.	0,50	97,83
13	55,91	Н.обн.	22,84	Н.д.	0,051	0,005	Н.обн.	7,70	9,36	0,16	0,014	2,73	Н.обн.	0,34	99,11
14	54,48	0,024	23,85	Н.д.	0,040	0,015	Н.обн.	8,96	8,26	0,14	0,017	2,43	Н.обн.	0,41	98,63
5*	54,73	0,01	22,85	0,08	-	-	0,03	8,29	8,55	1,08	Н.д.	2,19	0,39	0,13	100,02
6*	52,42	-	25,05	0,58	-	-	0,37	9,10	7,07	2,52	Н.д.	1,30	-	0,67	100,74
7*	51,63	-	24,21	0,20	-	-	0,08	11,13	7,02	0,90	Н.д.	2,32	0,98	0,60	100,00
8*	52,10	0,02	23,79	0,23	-	-	Сл.	11,13	6,86	0,87	Н.д.	1,85	0,80	0,17	100,25
9*	51,83	0,03	24,79	0,07	-	-	Сл.	11,66	6,40	1,16	Н.д.	1,66	0,72	0,26	100,40

Примечание. Значком (\*) отмечены анализы, выполненные «мокрым» химическим методом, по (Дир и др., 1966). Н.обн. – элемент не обнаружен. Н.д. – нет данных. ПО – предел обнаружения элемента. Содержание H<sub>2</sub>O в анализах №№ 1-14 рассчитано по стехиометрии.

Скаполиты по химическому составу принято разделять на четыре разновидности, отличающиеся по содержанию мейонитового компонента *Me*, % = 100\*Ca/(Ca+Na): мариалит (0-20 *Me*, %); дипир (20-50 *Me*, %); мицдонит (50-80 *Me*, %) и мейонит (80-100 *Me*, %) (Минералы..., 2003). В скаполитах из Калбакдагского массива содержание компонента *Me* колеблется в пределах 31-46 %, что позволяет определить его как дипир (табл. 2).

Таблица 2. Количество ионов в скаполитах из оливинового габбронорита Калбакдагского массива в пересчете на 12 (Si, Al) (обр. К-1-1)

№ анализа	Si	Al	Fe <sup>+2</sup>	Mg	Mn	Na	Ca	K	Ni	Cl	<i>Me</i> , %	Минерал
1	7,88	4,23	0,007	-	0,004	2,37	1,68	0,023	0,001	0,51	41	Дипир
2	7,76	4,32	0,008	-	0,005	2,25	1,86	0,023	0,002	0,42	45	То же
3	7,85	4,24	-	-	-	2,37	1,73	0,025	-	0,49	42	-«-
4	7,92	4,18	0,001	-	0,001	2,41	1,66	0,025	-	0,55	41	-«-
5	7,84	4,28	0,006	-	-	2,15	1,80	0,023	-	0,52	46	-«-
13	8,24	3,97	0,006	-	0,001	2,67	1,22	0,030	0,002	0,68	31	-«-
14	8,06	4,16	0,005	-	-	2,37	1,42	0,026	0,002	0,6	37	-«-

Примечание. *Me*, % (мейонитовый компонент) = 100\*Ca/(Ca+Na).

Как отмечалось выше, жилка, в которой были обнаружены выделения скаполита, сложена преобладающим амфиболом. Анализы зерен этого минерала показали, что его состав изменяется от железистой до магнезиальной роговой обманки. При этом во всех случаях в амфиболе фиксируется примесь Cl в количестве 0,09-0,80 мас. %, что

примерно в два раза меньше, чем в сосуществующем с ним скаполите (табл. 3).

Таблица 3. Химический состав амфиболов из оливинового габбронорит Калбакдагского массива (проба К-1), мас. %.

№ анализа	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	NiO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cl	Сум-ма	Fs, %
6	45,76	1,02	7,70	19,94	0,28	9,92	11,43	1,22	0,50	Н.обн.	0,01	0,80	96,58	51
8	47,59	0,88	6,63	19,33	0,32	10,60	11,57	0,98	0,42	Н.обн.	0,03	0,65	97,00	49
9	49,57	0,06	6,05	18,23	0,36	11,66	11,22	0,69	0,06	0,02	0,03	0,09	96,04	44
16	46,67	0,36	6,69	25,55	0,24	6,67	11,72	1,03	0,15	Н.обн.	Н.обн.	0,74	97,87	67
56	48,67	0,84	6,73	15,96	0,29	13,43	11,42	0,86	0,41	0,005	0,025	0,12	96,76	37
57	48,73	0,88	6,90	15,79	0,28	13,41	11,58	0,85	0,47	Н.обн.	0,029	0,15	97,07	37

Примечание. Н.обн. – элемент не обнаружен. FeO\* – общее железа. Fs % =  $100 * Fe / (Fe + Mg)$  – формульные единицы.

Проведенные исследования позволили заключить, что тонкие жилки, секущие габброиды Калбакдагского массива, сложены преобладающим зернами роговой обманкой, содержащей примесь хлора, и подчиненным ей выделениями скаполита. Предполагается, что оба эти минерала сформировались в постмагматическую стадию становления данного массива в процессе инфильтрации эпигенетических хлорсодержащих флюидов. При этом скаполиты, очевидно, образовались при замещении зерен плагиоклаза. Одним из возможных источников хлорсодержащих флюидов, просачивавшихся в породы Калбакдагского массива, могли быть кислые расплавы, сформировавшие слабо эродированный гранитоидный интрузив, расположенный непосредственно к северо-западу от данного мафит-ультрамафитового массива.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Том 4. М.: Изд-во «МИР». 1966. 484 с.

Леснов Ф.П., Кужугет К.С., Монгуш А.А., Ойдул Ч.К. Геология, петрология и рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов Республики Тыва. Отв. ред. д. г.-м. н. В.И. Лебедев. ИГМ СО РАН. Академическое издательство «ГЕО». Новосибирск. 2019. 400 с.

Лодочников В.Н. Главнейшие породообразующие минералы. М.: Изд-во «Недра». 1974. 248 с.

Минералы. Справочник. Том V. Каркасные силикаты. Вып. 2. Фельдшпатоиды. Группа скаполита. М.: «Наука». 2003. С. 282-293.

Онтоев Д.О. Хлорсодержащие минералы (скаполит и дашкесанит) из Хавуаксинского месторождения (Тыва) // ЗВМО. 1958. Вып. 87. С. 48.



## **SCAPOLITIC MINERALIZATION OCCURRENCE IN GABBROIDES OF THE KALBAKDAG MAFITE-ULTRAMAFITE MASSIF (TUVA)**

F.P. Lesnov<sup>1</sup>, Ch.K. Oydup<sup>2</sup>, A.A. Mongush<sup>2</sup>, V.N. Korolyuk<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia,  
lesnovfp@list.ru; felix@nsc.igm.ru

<sup>2</sup>Tuva Institute for the Integrated Development of Natural Resources SB RAS, Kyzyl, Russia

It is established that the thin veins cutting the gabbroids Kallbagdag massif, consist of hornblende, containing chlorine, and scapolite. It is assumed that both of these minerals were formed in the postmagmatic stage of formation of the massif in the process of infiltration of epigenetic chlor-bearing fluids.

\*\*\*\*

## **ОСТРОВОДУЖНЫЙ ГАББРО-ДИОРИТ-ГРАНОДИОРИТ-ГРАНИТНЫЙ МАГМАТИЗМ: ГЕОХИМИЯ И ОСОБЕННОСТИ ГЕ-НЕЗИСА (ХАЙДАЙСКИЙ КОМПЛЕКС, ОЛЬХОНСКИЙ РЕГИОН ПРИБАЙКАЛЬЯ)**

В.А.Макрыгина, В.С.Антипин

Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской Академии наук, Иркутск, Россия, vmakr@igc.irk.ru

Все магматические породы каледонского возраста в Ольхонском регионе Прибайкалья сосредоточены в пределах складчатого пояса. Среди габбро-перидотитовых массивов бирхинского комплекса от дунитовых реститов до лейкогаббро особое место занимают многофазные габбро-диорит-гранодиорит-гранитные массивы хайдайского комплекса (Крестовский, Уланханский и Аральский массивы). Они залегают в ангинской толще среди метатерригенных пород и метавулканитов, состав которых меняется от андезитобазальтов и андезитов, вплоть до наземных излияний щелочных базальтов, и входят в состав зрелой Ангино-Таланчанской островной дуги. Таловский, Уланханский и Аральский массивы гранодиорит-гранитного состава прилегают непосредственно к коллизионному шву, интенсивно метаморфизованы и недостаточно изучены. Наиболее ярким представителем хайдайского комплекса является Крестовский массив, расположенный между падами Большая и Малая Крестовая. Он зажат между Бирхинским и Улангантинским плутонами габбро, имеет размеры около 36 кв. км и представляет собой магматическую брекчию, где отчетливо прослеживается последовательность внедрений пород от габбро-диоритов - диоритов до гранодиоритов и биотитовых гранитов. Отсутствие зон закалки в различных по составу породах свидетельствует о небольших промежутках времени между внедрениями отдельных фаз. Массив сопровождается большим числом даек такого

же разнообразного состава. Они прорывают метавулканиты, осадочные породы и массивы габброидов.

По составу породы хайдайского комплекса являются натриевой известково-щелочной вулcano-плутонической серией и на диаграмме TAS ложатся вдоль границы толеитовой серии от габбро до гранитов, чем они резко отличаются от K-Na типично синколлизионного шаранурского комплекса гранитоидов Ольхонского региона. Источником расплавов раннепалеозойских гранитоидов шаранурского комплекса Прибайкалья были гнейсы и сланцы ольхонской метаморфической толщи, о чем свидетельствует унаследованность геохимических характеристик гранитоидов от вмещающих их пород (Макрыгина, Петрова, 1996). Механизмом образования исследованных коллизионных гранитоидов является частичное плавление корового субстрата, подготовленное предшествующей метаморфической дифференциацией и мигматизацией (Макрыгина, Антипин, 2018).

Сравнение двух комплексов Прибайкалья в целом хайдайского и шаранурского показывает, что они имеют близкий раннепалеозойский возраст (490-465 млн лет), но различное происхождение.

Хайдайский – типичный островодужный вулcano-плутонический комплекс с широким спектром дифференциатов. Составы метавулканитов в нем варьируют от базальтов-андезитобазальтов до андезитов. Главной геохимической особенностью пород этого комплекса является обогащенность их Ba, La, Ce, Nd, Yb, Pb, Zr с проявленным также неглубоким Eu-минимумом, что отличает их от син-

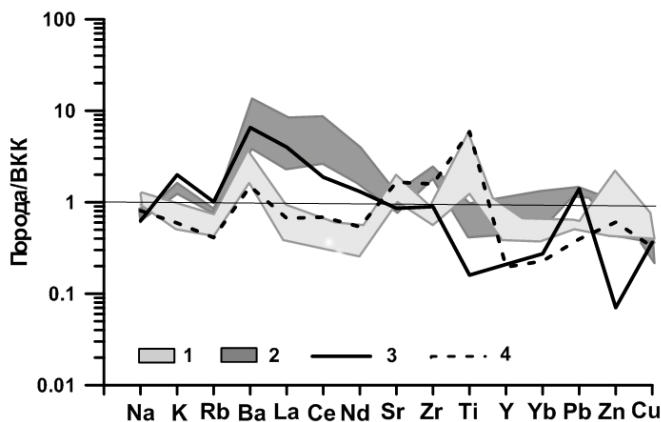


Рис. 1. Спайдерграмма средних составов гранитоидов хайдайского (1) и шаранурского (2) комплексов и связанных с ними даек (3, 4), нормированных на ВКК

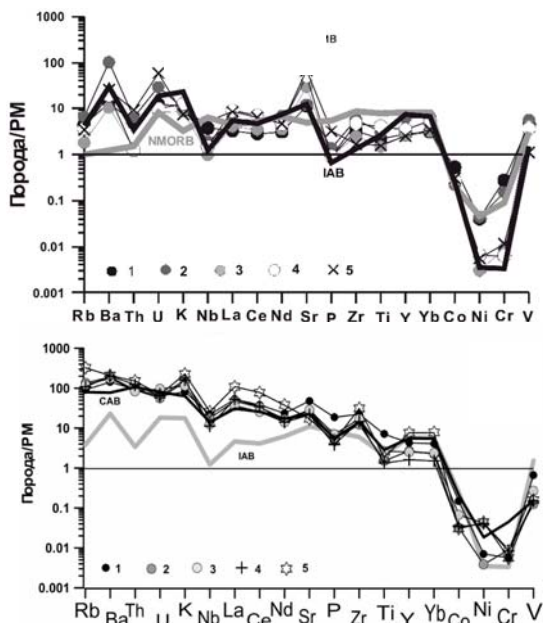


Рис. 2. Редкоэлементный состав, нормированный на PM: а – габбро Хужирского и б – габбродиорита Крестовского массивов. Гранодиориты: 1 – ХД552, 2 – ХД575, 3 – ХД573; 4 - гранит HD574; 5 – габбро-диорит ХД54. Эталонные содержания в CAB – развитые островные дуги (Pearce, Cann, 1973), в IAB – океанические островные дуги (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

коллизионных гранитоидов шаранурского комплекса (рис. 1). На спайдердиаграмме, нормированной по примитивной мантии, породы хайдайского комплекса совпадают с эталоном развитых островных дуг, тогда как габбро Хужирского массива (типичного представителя бирхинского комплекса) совпадают с эталоном океанических островных дуг (рис. 2).

Таким образом, Крестовский массив по составу и геохимическим особенностям резко отличается как от габброидных массивов бирхинского, так и от гранитоидов шаранурского комплексов. Был выполнен возраст фазовых разновидностей пород Крестовского массива. Для ядра из циркона диорита этого массива получен возраст  $493 \pm 4$  млн лет и  $477 \pm 3$  млн лет для его оболочки U-Pb методом, SHRIMP-II, ВСЕГЕИ (Макрыгина и др., 2010).  $Ar^{39}-Ar^{40}$  методом А.В. Травинным получен возраст  $475 \pm 4$  млн лет по амфиболу из габбро-диорита и  $465 \pm 4$  млн лет по биотиту из гранодиорита Кре-

стовского массива. Поскольку цирконы имеют идиоморфные очертания и магматическую зональность, цифры U-Pb возраста должны соответствовать времени кристаллизации породы. Но если бы расплавы внедрялись на доколлизийном этапе, они должны были иметь более древний возраст. А цифры их возраста те же, что у синколлизийных гранитов шаранурского комплекса.

Крестовский массив представляет пример типичного надсубдукционного островодужного магматизма, который позволяет предполагать возможность существования на стадии аккреции малой зоны субдукции под Ангино-Таланчанскую дугу пород океанической коры Палеоазиатского океана. Факт, что Бирхинский массив габброидов имеет участки монцититового состава, возможно, связан с взаимо-

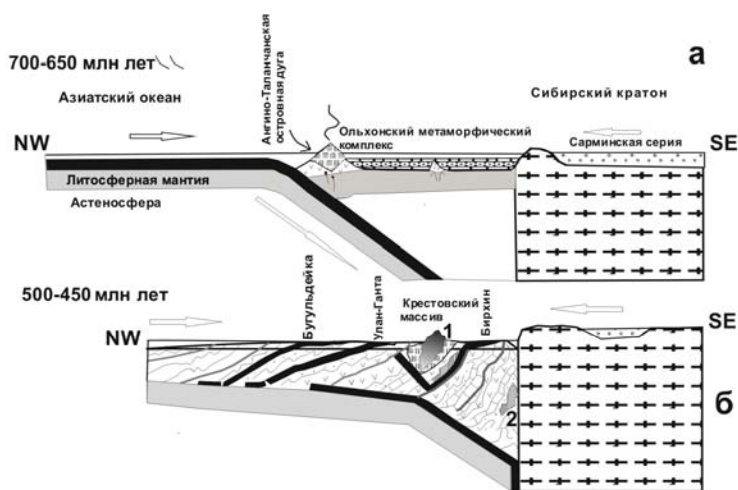


Рис. 3. Схема развития коллизийных событий в Ольхонском регионе: раскрытие Азиатского океана 700–650 млн лет и субдукция его океанической коры под Ангино-Таланчанскую островную дугу с типичным надсубдукционным магматизмом (Крестовский массив); 500–450 млн лет – аккреция отложений островной дуги и задугового бассейна к Сибирскому континенту, переходящая в надиگی и затем в сдвиги; расщепление слэбов океанической коры с выдавливанием их по сдвигам (Бугульдейский, Улангантинский и Бирхинский габбропироксенитовые массивы) и предположительным уходом части ее вдоль вертикальной стенки континента в мантию. Повторная активизация надсубдукционного магматизма на Ангино-Таланчанской дуге (1) одновременно с выплавками синколлизийных гранитов (2) шаранурского комплекса и их взаимодействием с основными расплавами.

действием субдущированного под дугу слэба мафитов с породами коры при его поднятии к поверхности вдоль плоскости перехватившего его сдвига, как показано на рис. 3. Можно предположить, что развитие островной дуги вплотную приблизилось по времени к началу коллизионного процесса, и надсубдукционный магматизм (внедрение Крестовского массива) даже был активизирован коллизией, что подтверждает сугубо местное происхождение Ольхон-Хамардабанского террейна.

*Авторы выражают глубокую благодарность научным сотрудникам ИГХ СО РАН Л.В.Куц и Н.В.Шептяковой за помощь в проведении полевых работ, обработку отобранных материалов и подготовку проб к анализам.*

*Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту IX.129.1.3.(0350-2016-0029) и Проекту РФФИ 19-05-00172.*

Макрыгина В.А., Петрова З.И. Геохимия мигматитов и гранитов Приольхонья и о-ва Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия, 1996. № 7. С.637-649.

Макрыгина В.А., Антипин В.С. Геохимия и петрология метаморфических и магматических пород Ольхонского региона Прибайкалья. Академическое изд-во ГЕО, Новосибирск 2018, 248 с.

Макрыгина В.А., Сандимиров И.В., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В. Nd-Sr систематика метамагматических пород ангинской и таланчанской толщ средней части озера Байкал // Геохимия. 2010. № 10. 1040-1048.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 379 с.

Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth Planet. Sci. Let. 1973. Vol. 19. P. 290-300.

### **ISLAND ARC GABBRO-DIORITE-GRANODIORITE-GRANITIC MAGMATISM: GEOCHEMISTRY AND FEATURES OF GENESIS (KHAYDAY COMPLEX, OLKHON REGION OF THE BAIKAL REGION)**

V.A. Makrygina, V.S. Antipin

Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia, vmakr@igc.irk.ru

Based on the analysis of geochronological and geochemical data on the Birkhinsky, Khaydaysky and Sharanursky igneous complexes of the Olkhon region, the reasons for their similarity in age under various geodynamic formation conditions are explained. As a result, it was possible to justify: 1) the absence of products of suprasubduction magmatism of the Caledonian time on the part of the Siberian craton adjacent to the region; 2) the existence of characteristic island-arc magmatism in the Angino-Talanchan developed island arc, the representative of

which is the Krestovsky multiphase massif from gabbro-diorites to granites. This suggests the presence of subduction of the oceanic crust of the Paleo-Asian Ocean under an island arc. The close age of the main phases of the Krestovsky island-arc massif and granite smelting of the syncollisional sharanur complex is due to the convergence in time of the ongoing island-arc events with the onset of the collision.

\*\*\*\*

## МИНЕРАЛОГИЯ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ р. ЖАРНИЧИХА (ЮЖНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

А.Я. Медведев, А.А. Каримов, В.А. Беляев, В.В. Шаралдаева  
Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия,  
amedv@igc.irk.ru

На южном обрамлении Сибирской платформы широко развиты щелочные эффузивные породы основного и среднего состава (Воронцов, Ярмолюк, 2004, Коваленко и др., 2009 и др.). Одним из районов проявления кайнозойского вулканизма является Южное Забайкалье. В Красночикийском районе Забайкальского края в центральной части Дауро-Хэнтэйского хребта обнаружено несколько выходов базальтоидов, представленных либо потоками, либо остатками вулканических построек. В нижнем течении р. Жарничиха (приток р. Буркал) расположено небольшое лавовое плато и остатки жерловой фации вулкана (рис. 1). Вулканиды залегают на гранитоидах даурского комплекса (P<sub>1</sub>). Породы массивные и представлены как афировой, так порфировой разностями.

Порфирировость вызвана включениями в большей степени зернами оливина, реже, клинопироксена. Афировые вулканиды сложены мелкими зернами оливина, табличками пироксена, табличками и тонкими лейстами плагиоклаза и мелкими зернами окиснорудных минералов. В интерстициях отмечен калиевый полевошпат, редко нефелин и отдельные зерна апатита. Во многих образцах присутствует остаточное стекло. Основная масса порфирировых образцов такая же, как и в афировых разностях.

**Оливины.** Среди оливинов по размерам и морфологии выделены три группы. Первая (Ол1) – округлые часто резорбированные зерна до 1.2 мм (рис. 2А). Вторая – (Ол2) гипидиоморфные и идиоморфные зерна до 0,5 мм (рис. 2Б). Третья – (Ол3) мелкие идиоморфные менее 0.05 мм. Оливины первой и второй группы зональны. Магнезиальность минералов уменьшается от центра к краям зерен. В крупных резорбированных оливинах в центре наиболее высокая магнезиальность, достигающая # Mg 0.91. От центра к краю идет постепенное уменьшение магнезиальности до # Mg 0.79, падает содержание нике-

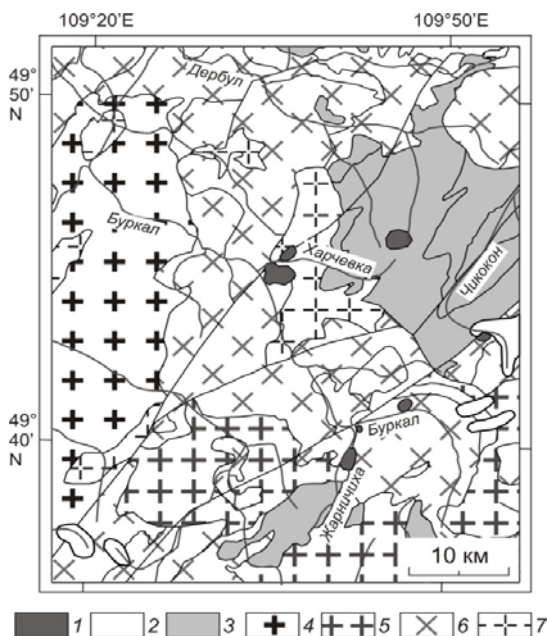


Рис. 1. Геологическая карта района

1 – позднекайнозойские щелочные базальты, 2 – четвертичные флювиогляциальные отложения, 3 – каменноугольные отложения ингодинской серии, 4 – гранитоиды малханского комплекса ( $PZ_1$ ), 5 – гранитоиды даурского комплекса ( $P_1$ ), 6 – гранитоиды кыринского комплекса ( $J_{1-2}$ ), 7 – гранитоиды асакан-шумиловского комплекса ( $J_{2-3}$ ).

ля от 0.40 до 0.14 мас. % NiO. При этом увеличивается количество кальция (0.08 – 0.31 мас. % CaO) и марганца (0.11 – 0.33 мас. % MnO). Гипидиоморфные зерна меньшего размера также зональны, но в отличие от резорбированных менее магнезиальны. В центральных частях этих зерен # Mg не поднимается более 0.82. В этой разновидности также от центра к краю уменьшается магнезиальность, содержание никеля и происходит увеличение количества кальция и марганца. Мелкие, большей частью, изоморфные кристаллы наименее магнезиальны # Mg = 0.76. При этом эти оливины не зональны. Наиболее вероятно резорбированные крупные оливины являются ксеногенными, которые остались при разрушении глубинных ксенолитов. При взаимодействии с базальтоидным расплавом происходило их растворение и диффузионный обмен с компонентами родоначального расплава. Гипидиоморфные зерна оливинов, обладающие меньшей магнезиальностью, по нашему мнению, кристаллизовались из

базальтоидного расплава. После их образования состав расплава изменялся в сторону увеличения железистости и щелочности. Также происходило взаимодействие с данным расплавом. Из этого остаточного расплава происходила кристаллизация низкомагнезиальных оливинов основной массы.

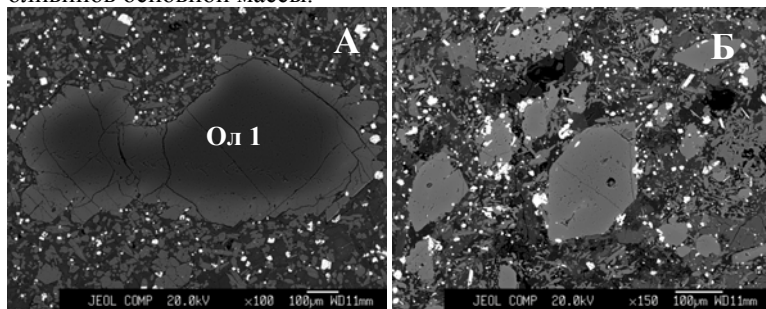


Рис. 2. Микрофотографии в обратно-рассеянных электронах. а – оливин 1, б – оливин 2 и 3.

**Пироксены.** Также как и оливин, минерал представлен двумя морфологическими типами. Первые – зерна неправильной формы максимального размера до 2х1 мм. Вторые – таблитчатые гипидиоморфные кристаллы основной массы размером до 0.4 мм. Пироксены относятся к титанавгитам. В зернах неправильной формы отмечается слабо выраженная зональность. От центра к краю наблюдается небольшое увеличение количество титана и алюминия. Содержание остальных компонентов существенно не меняется. При этом следует отметить, что составы краевых частей крупных зерен достаточно близко соответствуют составам таблитчатым кристаллам. Магнезиальность пироксенов изменяется от 0.74 в центре крупных зерен до 0.70 Mg# в краевых частях и в мелких табличках.

**Алюмосиликаты.** Нами определены плагиоклазы, представленные табличками размерами 0.3х0.08 мм и мелкими лейстами основной массы, достигающими в длину до 0.1 мм, в ширину до 0.03 мм. Таблички плагиоклаза относятся к андезит-лабрадору с содержанием анортитовой молекулы от 48.63 до 55.45. Лейсты основной массы более натровые и относятся к олигоклаз-андезину (An<sub>25-36</sub>). Калиевый полевой шпат представлен анортоклазом. Состав нефелина практически соответствует стехиометрии.

**Оксиснородные минералы.** Из оксидов обнаружены и проанализированы титаномagnetиты и ильмениты. Проанализированный ильменит содержит небольшое количество примесей, в основном магния, и по своему составу относится к типичным минералам ос-



новых пород. Состав ильменита близок к составу, полученному ранее К. Литасовым и Х. Танигучи (Litasov, Taniguchi, 2002).

Титаномагнетиты встречаются в виде мелких гомогенных зерен. Минерал обладает достаточно стабильным составом по основным компонентам. Содержание примесей невысоко. Титаномагнетиты подобного состава обычны в щелочных базальтоидах. Минералы с аналогичным составом отмечены в базанитах плато Хэвэн (Цыпукова и др., 2014).

**Стекло.** Реликты стекла заполняют промежутки между минералами. Стекло представлено высокощелочной разностью и по своему химизму близко к составу нефелинового твердого раствора.

Акцессорный апатит представлен игольчатыми кристаллами фторапатита.

В данном сообщении впервые приводятся химические составы пороодообразующих и акцессорных минералов базанитов р. Жарни-хиха, расположенного в Дауро-Хэнтэйском хребте (Южное Забайкалье). Показано, что в процессе формирования родоначальных расплавов и подъеме его к поверхности происходил захват и частичное растворение глубинных ксенолитов.

*Работа выполнена с использованием научного оборудования ЦКП "Изотопно-геохимических исследований" ИГХ СО РАН.*

*Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту IX.129.1.5 № 0350-2016-0030 АААА-А17-117041910032-1 и при финансовой поддержке гранта РФФИ 17-05-00928.*

Воронцов А. А., Ярмолюк В. В. Северо-Монголо-Забайкальская полихронная рифтовая система (этапы формирования, магматизм, источники расплавов, геодинамика//Литосфера. 2004. № 3. С. 17-32.

Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Богатиков О. А. Геодинамическое положение новейшего вулканизма Северной Евразии// Геотектоника. 2009. № 5. С. 3-24

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист М-49 – Петровск-Забайкальский. Объяснительная записка. - СПб.: Изд-во СПб карт-фабрики ВСЕГЕИ, 2006. 346 с.

Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A. Chemical Classification of Volcanic-Rocks Based on the Total Alkali Silica Diagram // J. Petrol. 1986. Vol. 27. № 3. P. 745-750.

Litasov K., Taniguchi H. Mantle evolution beneath the Baikal rift. CNEAS Monograph 2002. Series 5. 221 p.

## THE MINERALOGY OF ALKALINE BASALTOIDS ZHARNICHKHA RIVER (SOUTHERN TRANSBAIKALIA)

A. Ya. Medvedev, A. A. Karimov, V. A. Belyaev, V. V. Sharaldaeva  
Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia, amedv@igc.irk.ru

The first data on the composition of rock-forming and accessory minerals of basanites of the zharnikhk River, located in the Dauro-Khentei ridge (southern Transbaikalia) are presented. It is shown that during the formation of the initial melts and its rise to the surface, the capture and partial dissolution of deep xenoliths took place.

\*\*\*\*

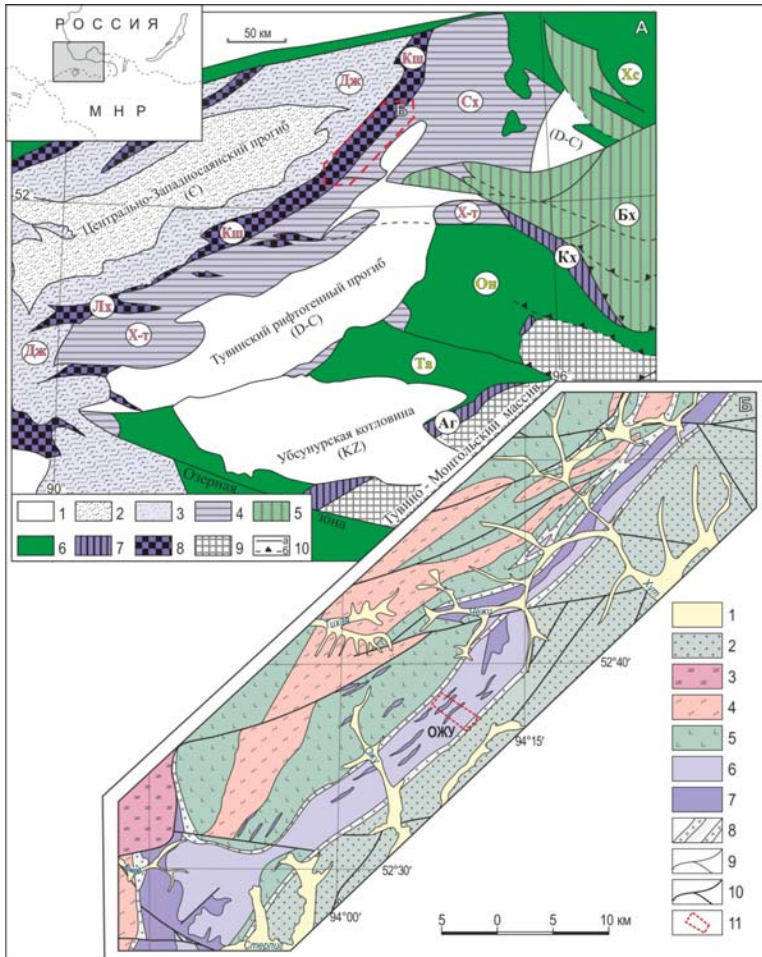
## РАННЕОРДОВИКСКИЙ ВОЗРАСТ РОГОВООБМАНКОВОГО ГАББРО НА ОЖИНСКОМ УЧАСТКЕ КУРТУШИБИНСКИХ ОФИОЛИТОВ (ЗАПАДНЫЙ САЯН)

А.А. Монгуш  
ТувИКОПР СО РАН, Кызыл, Россия, amongush@inbox.ru

Куртушибинские офиолиты представляют собой относительно слабо тектонически дезинтегрированную ассоциацию, расположенную в одноименной подзоне Саяно-Тувинской преддуговой зоны (рис. 1). Они образуют пакеты тектонических пластин, протягивающиеся до 250 км. Структурное положение и геологическое строение изучались почти на всем протяжении «главного тела офиолитов» (по Н.Л. Добрецеву) в верховьях рек Иджим, Ореш, Коярд, Ожу, Хут (Добрецов, Пономарева, 1977; Лященко, 1984), а вещественный состав офиолитов наиболее детально изучен на участке Коярд, где, в частности, для габбро, диабазов и базальтов получены данные об их петрохимическом и редкоэлементном составе (Куренков и др., 2002; Волкова и др., 2009). Возраст куртушибинских офиолитов скорее всего аналогичен возрасту офиолитов Левохемчикской подзоны (рис. 1), где для офиолитов Шатского массива Ag-Ag методом по амфиболу из габбро определен возраст  $578.1 \pm 5.6$  млн. лет (Монгуш и др., 2011).

---

Рис. 1. Геолого-тектоническая схема каледонид Тувы и Западного Саяна (А) и геологическая карта центральной части Куртушибинской подзоны (Б). А: 1 – S-N ассоциации; 2 – E окраинно-континентальные турбидиты; 3 – V-E преддуговые турбидиты и базальты океанического поднятия; 4 – V-E моласса преддугового прогиба; 5 – V-E задуговые комплексы; 6 – V-E островодужные комплексы; 7 – V задуговые офиолиты; 8 – V преддуговые офиолиты; 9 – метаморфические комплексы Тувино-Монгольского массива; 8 – постаккреционные разломы и надвиги.



Саяно-Тувинская преддугловая зона: ДЖ – Джебашская, КШ – Куртушибинская, ЛХ - Левохемчикская и Х-Т – Хемчикско-Тапсинская подзоны; Таннуольско-Хамсаринская островодужная зона: ТА – Таннуольская, ОН – Ондумская и ХС – Хамсаринская подзоны; Восточно-Тувинская задугловая зона: АГ – Агардагская, КХ – Каахемская и БХ – Бийхемская подзоны.

Б: 1 – Q аллювиальные отложения; 2 –  $E_{2-3}$  терригенные отложения аласугской серии; 3 –  $V-E_1$  сланцы джебашской серии; 4 –  $V-E_1$  парасланцы чингинской толщи; 5 –  $V$  metabазальты и ортосланцы чингинской толщи; 6 –  $V$  габбро, дайки, лавы офиолитов; 7 –  $V$  гипербазиты офиолитов; 8 – меланж; 9 – геологические границы; 10 – разломы; 11 – участок ОЖУ.

На участке Ожу габбро и роговообманковое габбро образуют крутопадающее, протяженное в северо-восточном направлении, в ширину около 5 км, пронизанное небольшими линзами гипербазитов тело с элементами расслоенности. Габбро имеют массивную однородную или полосчатую текстуру, мелкозернистую (0.3-2.0 мм) габбровую и микрогаббровую структуры, иногда пронизаны карбонатными прожилками и несут следы кристаллобластических новообразований. Содержание плагиоклаза в них составляет 50-55%, в обогащенных темноцветными минералами «полосах» снижается до 15-20%. Плагиоклаз полностью сосюритизирован или бывает замещен

клиноцоизитом. Клинопироксен (20-30%, до 80%) в ряде случаев частично замещается хлоритом+эпидотом, актинолитом, иногда обрастает бурой роговой обманкой. Содержание бурой роговой обманки в габбро варьирует в пределах 1-5% или 25-30%. Наряду с ней в прожилках присутствует буро-зеленая роговая обманка и актинолит в виде псевдоморфоз по бурой роговой обманке (Монгуш и др., 2008).

Для определения возраста габбро офиолитов Куртушибинской зоны  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом исследовалась монофракция бурой роговой обманки из обр. роговообманкового габбро *KO-350* на участке Ожу (рис. 2). Это мелкозернистая порода с микрогаббровой структурой, состоящей из бурой роговой обманки – 25%, клинопироксена – 25% и полностью сосюритизированного плагиоклаза – 50%, а также акцессориев – апатита, сфена, магнетита. Размеры роговой обманки до 0.6 мм, она легко диагностируется из-за яркой бурой окраски и характерной спайности с углом  $124^{\circ}$ , по составу  $\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Ti}, \text{Al})[\text{Si}_2\text{O}_6]$  соответствует базальтической роговой обманке. Согласно полученным данным в возрастном спектре роговой обманки наблюдается устойчивое плато с рассчитанным значением  $T = 486.5 \pm 7$  млн. лет (рис. 2). Эти же сведения, но в более сжатом виде, публиковались нами ранее (Mongush, 2013).

По петрохимическому составу –  $\text{SiO}_2$  46.28,  $\text{TiO}_2$  0.54,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  16.35,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  8.84,  $\text{MnO}$  0.16,  $\text{MgO}$  7.71,  $\text{CaO}$  15.64,  $\text{Na}_2\text{O}$  2.00,  $\text{K}_2\text{O}$  0.20,  $\text{P}_2\text{O}_5$  0.05, ппп 2.38 – обр. *KO-350* представляет собой низкотитанистую, низкощелочную натровую, умеренно глинозёмистую и умеренно магнезиальную ( $\text{Mg}\# = 0.63$ ) породу.

Особенности распределения РЗЭ в обр. *KO-350*:  $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 0.84$  и  $\text{Gd}_n/\text{Yb}_n = 1.23$ , их содержание на уровне 7-15 хондритовых единиц. На спайдерограмме наблюдаются глубокая отрицательная аномалия Th и в меньшей степени U, Zr, Hf и Ti, положительные аномалии K, Pb и Sr, которые, за исключением Th, варьируют в пределах 1-10 норми-

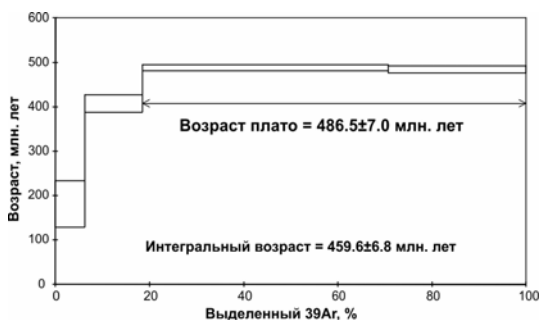


Рис. 2.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  спектр роговой обманки из обр. КО-350 роговообманкового габбро Ожинского участка куртушибинских офиолитов. Анализ выполнен в ИГМ СО РАН А.В. Травиным.

рованных к РМ единиц. Остальные особенности:  $\text{Th}_n/\text{Yb}_n = 0.04$ ,  $\text{Th}_n/\text{Ta}_n = 0.04$ ,  $\text{La}_n/\text{Nb}_n = 1.83$ . В целом, спектр характеризуется над-субдукционными метками, но с нарастающим обеднением содержаний от Nb через U к Th.

Sm-Nd изотопно-геохимические особенности *обр. КО-350*: Sm 1.599 г/г, Nd 5.567 г/г,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  0.173659,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  0.513010, Egr 15,  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  8.7 при возрасте 487 млн.л. Анализ выполнен в Геологическом институте Кольского научного центра РАН П.А. Серовым.

Судя по повышенному положительному значению  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = 8.7$ , габбровый расплав мог образоваться из ювенильного субстрата типа источника N-MORB, вероятно модифицированного небольшой добавкой древнего корового материала, поступавшего в зону субдукции.

Раннеордовикский возраст рассматриваемых габбро ранее нами интерпретировался как результат регионального метаморфизма (Mongush, 2013). Однако, в виду первичномагматической природы бурой роговой обманки в образце КО-350, микрогаббровой структуры этой породы, указывающей на быстрое остывание расплава, полученная датировка –  $486.5 \pm 7$  млн. лет – может всё же быть принята близкой к возрасту кристаллизации роговообманкового габбро. Этот возраст аналогичен или близок возрасту перидотит-габбровых массивов Тувы: Мажалыкского –  $484.2 \pm 2.3$  млн. л. Ar-Ar методом по амфиболу (Бородина и др., 2004) и  $478.2 \pm 1.4$  (Сальникова и др., 2004); Калбагдагского –  $486 \pm 6.4$  млн.л. SIMS SHRIMP по цирконам из габбро, данные ГДП-200 (Леснов и др., 2009).

Возможно, на кembro-ордовикском аккреционном-коллизионном этапе в пределах Ожинского участка куртушибинских офиолитов произошло внедрение габбрового расплава, насыщенного водой (роговообманковое габбро). Характерная кристаллобластовая структура габбро скорее всего является следствием коллизионного тектонического режима. Линзы серпентинитов и метапироксенитов в габбро

могут являться ксенолитами офиолитовых ультрамафитов. Как показали наши рекогносцировочные исследования, наряду с раннеордовикскими габбро на Ожинском участке присутствуют и офиолитовые габбро.

*Автор благодарит В.А. Попова за помощь в экспедиционных исследованиях, А.В. Травина и П.А. Серова за помощь в аналитических исследованиях, Д.П. Горбунова, Л.И. Петрову и Е.К. Дружкову за помощь в обработке образцов и петрографическом изучении. Работа поддержана РФФИ, грант 17-05-00190а.*

Волкова Н.И., Ступаков С.И., Бабин Г.А., Руднев С.Н., Монгуш А.А. Подвижность редких элементов при субдукционном метаморфизме (на примере глаукофановых сланцев Куртушибинского хребта, Западный Саян) // *Геохимия*. 2009. Т. 4. С. 401–414.

Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Офиолиты и глаукофановые сланцы Западного Саяна и Куртушибинского пояса // *Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна)*. Новосибирск: Наука, 1977. С. 128–156.

Бородина Е.В. Егорова В.В. Изох А.Э. Петрология ордовикских коллизионных расслоенных перидотит-габбровых массивов (на примере Мажалькского интрузива, Юго-Восточная Тува) // *Геология и геофизика*, 2004. Т. 45. № 9. С. 1074–1091.

Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.

Леснов Ф.П., Кужугет К.С., Монгуш А.А., Ойдуп Ч.К. Геология, петрология и рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов Республики Тувы. Новосибирск: Изд-во «Гео», 2019 (в печати).

Ляшенко О.В. Сравнительная тектоника Куртушибинского и Восточно-Саянского офиолитовых поясов (Алтае-Саянская складчатая область). Дис. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1984. 178 с.

Монгуш А.А., Лебедев В.И., Травин А.В., Ярмолюк В.В. Офиолиты Западной Тувы – фрагменты поздневендской островной дуги Палеоазиатского океана // *Докл. Ак. наук*. 2011. Т. 438(6). С. 796–802.

Монгуш А.А., Дружкова Е.К., Кудрявцева А.И., Кужугет Р.В. Некоторые особенности строения и состава пород Верхнеоэжинского участка офиолитов Западного Саяна // *Рудоносность ультрамафит-мафитовых и карбонатитовых комплексов складчатых областей: Материалы международной молодежной школы-семинара*. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2008. С.44–47.

Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Козаков И.К., Ойдуп Ч.К., Монгуш А.А., Яковлева С.З., Федосенко А.М. Возраст и геодинамическая

позиция перидотит-пироксенит-анортозит-габбрового мажалькского комплекса, Восточная Тува // Петрология. 2004. Т.12. № 6. С. 656-662.

Mongush A.A.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  data on metamorphism age of Kurtushibinsky range ophiolite gabbro (Western Sayan) // Геология и геохронология породообразующих и рудных процессов в кристаллических щитах. Апатиты: Изд-во К&М, 2013. С. 101–102.

Preliminary publications book 1 from project on mineral resources, metallogenesis, and tectonics of Northeast Asia / Ed. W. J. Nokleberg, V.V. Naumova, M.I. Kuzmin, T.V. Bounaeva. Open-File Report 99-165. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey (CD). 1999.

### **THE EARLY ORDOVICIAN AGE OF THE HORNBLENDE GABBRO AT THE OZHINSKY SECTION OF THE KURTUSHIBI OPHIOLITES (WESTERN SAYAN)**

A.A. Mongush

Tuva Institute for the Integrated Development of Natural Resources SB RAS, Kyzyl, Russia, amongush@inbox.ru

The obtained dating –  $486.5 \pm 7$  million years – can be taken close to the age of crystallization of the hornblende gabbro. Perhaps in the early Ordovician within at the ozhinsky section of the kurtushibi ophiolites occurred introduction mafic melt saturated with water.

\*\*\*\*

### **ОСОБЕННОСТИ ОНТОГЕНИИ КРИСТАЛЛОВ МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНЫ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО МАССИВА КОНДЁР**

А.Г. Мочалов

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия, mag1950@mail.ru

В геологическом строении массива Кондёр принимают участие дуниты, верлиты, пироксениты, косъевиты, горнблендиты, габбро, щелочные пегматиты, щелочные сиениты, монцодиориты и субщелочные граниты. Все магматические породы прорывают кристаллические образования архейского и терригенные породы протерозойского возраста и в плане формируют единую кольцевую структуру с центральным дунитовым «ядром», диаметр которого ~ 5.5 км. Дуниты – это наиболее ранние породы массива. Под влиянием ультраосновных, основных, щелочных и гранитоидных интрузий кумулятивное дунитовое «ядро» подверглось синмагматической рекристаллизации, перекристаллизации и метасоматическому преобразованию. Это выразилось, с одной стороны, в широком распространении раз-

личных фациальных разновидностей дунитов и метасоматитов, и, с другой стороны, в формирование пяти самостоятельных минералогеохимических и генетических типов минералов платиновой группы (МПП). В россыпных и коренных месторождениях Кондёра на сегодня установлен 91 вид МПП. Главными МПП всех россыпеобразующих типов являются минералы группа самородной платины. Они главным образом представлена интерметаллидами платины и железа: это изоферроплатина –  $Pt_3Fe$ , реже тетраферроплатина –  $PtFe$ , туламинит –  $Pt_2FeCu$  и собственно самородная платина. Установлено, что среди россыпеобразующих минералов группы самородной платины (РМП) наибольшим распространением пользуются изоферроплатина или же криптоагрегаты изоферроплатины с тетраферроплатиной или изоферроплатины с самородной платиной, а подчиненное значение занимает самородная платина.

1. Магматогенный платиновый тип ( $Pt$ -тип) происходит в условиях моноциклического петрогенезиса хромшпинелид–оливиновых и оливин–клинопироксеновых кумулятов в «канал–камере» в процессе дифференциации проходящей пикритовой магмы.

2. Магматогенно–флюидно–метасоматический  $Pt$ -тип происходит при взаимодействии ранних кумулятов дунитов с пикритовой магмой. Составы изоферроплатины типичные как для магматогенного и магматогенно–флюидно–метасоматического  $Pt$ -типов (табл.). В магматических дунитах развиты рассеянные микронные и россыпеобразующие (фракции -  $< 0.25$  мм) МПП  $Pt$ -типа.

3. Магматогенно–флюидно–метасоматический осмисто–платиновый тип ( $Pt > Os$ -тип). В магматических прожилках и шлирах клинопироксенитов или поздних дунитов наблюдаются образования РМП (табл.) с самородным осмием. Кроме того, в клинопироксенитах встречаются РМП с многочисленными включениями самородного иридия – (Ir, Os, Pt). Агрегат совместного роста РМП, диопсида и самородного иридия находится в сростании с реликтовым (ранним) форстеритом. Если принять во внимание, что часть псевдоморфоз растворения по прото-агрегатам МПП дунитов находится в экзоконтактах тел клинопироксенитов или поздних дунитов, то можно предположить, что доля растворенных элементов платиновой группы (ЭПГ) улавливается ультраосновным расплавом, из которого и кристаллизовались эти клинопироксениты с МПП  $Pt > Os$ -типа. Легкоподвижные в газовых соединениях Os и Ir были сконцентрированы «корольком» платины и железа (РМП) в процессе магматической кристаллизации клинопироксенитов или поздних дунитов. В целом РМП  $Pt > Os$ -типа образуют агрегаты в межзерновом про-



странстве прожилков диоксида клинопироксенов и оливина поздних дунитов, о чем свидетельствует их ксеноморфные формы.

4. Флюидно-метаморфогенный иридисто-платиновый тип (Pt>Ir-min). Образование МПГ Pt>Ir-mina происходит в результате синмагматической рекристаллизации дунитовых кумулятов и преобразования МПГ Pt-minov. В массиве Кондёр РМП Pt>Ir-mina (табл.) сосредоточены как в межзерновом пространстве рекристаллизованных светлых дунитов, так и в шлирах и жильных скоплениях хромитов. При рекристаллизации «черных» дунитов в пространство между зёрнами раздробленного форстерита попадает существенное количество микронных включений хромшпинелидов, магнетита и клинопироксенов и МПГ Pt-mina. Все эти минералы частично или полностью растворяются, и мобилизованные Cr, Fe, Mg, Ca, ЭПГ и другие элементы доставляются флюидом в интерстициальное пространство (полости). В результате образуются отдельные индивиды, шлировые скопления и жильные тела, относимые к новообразованному парагенезису МПГ Pt>Ir mina, хромшпинелида, клинопироксена, амфибола, серпентина, хлорита и ряда других минералов. Эти продукты грануломорфного роста в межзерновом пространстве оливина дунитов иногда образуют самородки размером до 10 см и весом более 3 кг.

Таблица. Средние химические составы изоферроплатины (в мас.%)

Тип	n	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Fe	Ni	Cu	Сумма
I	16	87.75	0.37	0.24	0.04	1.08	0.70	8.43	0.07	0.74	99.42
II	21	89.27	0.35	0.37	0.04	1.12	0.97	6.70	0.06	0.81	99.69
III	37	86.66	2.25	0.29	0.05	0.48	0.22	8.89	0.16	0.70	99.70
IV (1)	47	89.47	0.00	0.01	0.03	0.60	0.76	8.38	0.01	0.74	100.00
IV (2)	27	88.89	0.00	0.02	0.01	0.63	1.13	8.59	0.09	0.62	99.98

*Примечание.* I – Pt-тип из бороздовых проб мелкозернистых дунитов левого склона руч. Лев. Бегун; II – Pt>Os-тип элювий склонов долины ручьев Аппендикс и Трехглавый; III – Pt>Ir-тип из небольших шлиров хромшпинелидов правого склона р. Кондёр между ручьями Аппендикс и Трехглавый. IV – Pt>Pd-тип: элювий склонов ручьев Аномальный, Трезубец и Прямой: (1) – кристаллы, (2) – двойники. n – число химических анализов.

5. Магматогенно-флюидно-метасоматический палладисто-платиновый тип (Pt>Pd-min). Pt>Pd-mina распространен в целой серии метасоматитов по дунитам: хромитов, клинопироксенов, апатит-титаномагнетит-биотит-амфиболовых клинопироксенов, амфиболитов, цеолитовых пород и серпентинитов. На данный момент очевидны следующие особенности РМП Pt>Pd-mina. (1) Здесь распространены различные псевдоморфозы по РМП всех минералого-геохимических типов включая ранее образованные кристаллы и

их сростки МПГ *Pt>Pd-muna*. Среди них можно выделить несколько типов: 1) пористые псевдоморфозы растворения; 2) псевдоморфозы замещения ранних РМП агрегатами изоферроплатины, тетраферроплатины, туламинита, сперрилита, куперита и других МПГ; 3) полистадийные псевдоморфозы – продукты последующего замещения более поздними МПГ пористых псевдоморфоз растворения и псевдоморфоз замещения. Пористые псевдоморфозы растворения, как правило, при этом преобразуются в кристаллы платины и их агрегаты или же в каймы агрегатов сперрилита, куперита или туламинита. (2) Распространены здесь кристаллы и их сростки РМП (табл.). Редко – значительные по размеру кристаллы звягинцевита и сперрилита, относительно крупные выделения куперита, изомертиита, скергаардита, стибнопалладинита, тетраауракуприда, аурикуприда, самородных золота и меди с примесями ЭПГ. (3) В химическом составе РМП здесь важна примесь Pd и отсутствуют примеси Ir, Os и Ru (табл.). Вместе с РМП в незначительных количествах встречаются минералы Pd и Au. Таким образом, образование РМП *Pt>Pd-muna* в целом является результатом полициклического метасоматического изменения МПГ ранних минералого-геохимических типов, что, в частности, зафиксировано псевдоморфозами.

Самая примечательная особенность *Pt>Pd-muna* – это развитие кубических кристаллов, чаще всего сдвойникованных РМП, среди которых – крупнейшие в мире ограненные кристаллы изоферроплатины. Самые крупные из одиночных кристаллов достигали 1.6 см в ребре, а двойники – 4 см, по массе же – почти 30 граммов.

Зародыши кристаллов РМП можно увидеть в полированных шлифах и на зёрнах при большом увеличении в составе пористых псевдоморфоз по ранним МПГ. В псевдоморфозах можно обнаружить и «популяции», состоящие из множества зародившихся и начавших свой рост кристалликов. Единичные такие кристаллики встречались среди серпентина или в халькопирит-малахитовых гнездах в апатит-титаномагнетит-биотит-амфиболовых клинопироксенитах. Зарождение кристаллов наблюдается в псевдоморфозе (как внутри, так и на поверхности) и за её пределами. Это происходит за счёт переноса Pt из пористой зоны. Уже на стадии начала роста из общей массы зародышей выделяются более крупные закономерные сростания двух и более кристаллов, среди которых наблюдаются двойники.

Псевдоморфизация ранних (реликтовых) РМП предполагает пересыщение минералообразующих флюидов по Pt. Из такого пересыщенного флюида сначала образуются зародыши РМП внутри каркаса

пористой псевдоморфозы, на реликтовых затравках прото-РМП. С известной долей вероятности можно предположить, что зародыши РМП внутри псевдоморфозы возникают как зачатки метакристаллов. В дальнейшем, в процессе роста кристаллов ближайшие к ним части пористых псевдоморфоз РМП растворяются, и при этом Pt и Fe частично идут на построение растущего кристалла, а частично выносятся растворами из псевдоморфозы. Таким образом, в пространстве «материнской» псевдоморфозы образуется полость, в которой растут отдельные кристаллы, двойники и друзы. Образование кристаллов РМП в такой полости псевдоморфозы происходит в результате их свободного роста, чем можно объяснить тот факт, что некоторые кристаллы РМП со всех сторон идеально оформлены, и ни грани, ни рёбра не несут отпечатков силикатной подложки. Можно предположить, что крупные идеальные кристаллы РМП могли возникнуть таким способом только в пределах псевдоморфоз по большому самородкам РМП  $Pt > Ir\text{-muna}$ . Переотложенные при посредстве флюида Pt и Fe сначала фиксируются в составе мелких кристаллов на поверхности псевдоморфоз. У такого кристалла одна (ксеноморфная) часть сростается с реликтовой частью РМП, а другая растёт в контакте с минералами силикатной матрицы. В дальнейшем платиноносные флюиды сбрасывают Pt и Fe среди минералов метасоматитов, о чём свидетельствуют ксеноморфные поверхности на индивидах РМП в сростаниях с клинопироксенами, магнетитом, амфиболом, апатитом, биотитом, титанитом и др. Позднее из флюида кристаллизуются серпентин, хлорит, тремолит и халькопирит, преобразованный позже в малахит. Кристаллизуются здесь и некоторые МПП, например, василит.

Химический состав кубических монокристаллов приблизительно соответствует идеальной формуле изоферроплатины -  $Pt_3Fe$  (табл.). Рентгенометрический анализ нескольких образцов кубических кристаллов показал, что они характеризуются симметрией  $Pm\bar{3}m$  с параметром элементарной ячейки  $a$ , близким к 3.86 Å. Основные габитусные формы таких кристаллов изоферроплатины -  $\{100\}$ , реже  $\{111\}$ . Лауэграммы (эпиграммы) некоторых кристаллов изоферроплатины, снятые в направлении  $\{100\}$ , показали, что они имеют блочное строение. Это позволило сначала сделать предположение о син- или посткристаллизационных деформациях кристаллов. Такое блочное строение также можно объяснить тем, что рост слагающих кристалл субиндивидов начинался закономерно ориентированной популяцией зародышей, в том числе эпитактически нарастающих на реликты более раннего кристалла. Дальнейший рост множества оди-

наково или почти одинаково ориентированных субиндивидов привел к их окончательному закономерному срастанию и формированию общих граней крупного куба.

Химический состав двойников изоферроплатины преимущественно  $\sim Pt_{3-x}Fe$  (табл.). В то же время, некоторые двойники по результатам рентгенометрического анализа представлены криптоагрегатами изоферроплатины ( $Pm-3m$ ) и тетраферроплатины ( $P4/mmm$ ) с параметрами тетрагональной элементарной ячейки  $a = 3.86$  и  $c = 3.70$  Å. Под оптическим микроскопом тетрагональная фаза не наблюдалась, а вот под электронным микроскопом иногда её можно увидеть. На изображении в обратно-рассеянных электронах тетраферроплатина проявлена более темными по сравнению с изоферроплатиной ксеноморфными выделениями внутри участков, сложенных последней, которая и формирует контуры самого двойника. Возможно, рост зародышей таких двойников изоферроплатины был обусловлен взаимодействием с двойнивающей (эпитаксиальной) фазой - тетраферроплатиной. Не исключено также, что в формировании зародышей двойников изоферроплатины аналогичную роль могут играть ориентированные вроски самородной платины: криптоагрегаты этих двух минералов тоже наблюдались. Срастание зародышей кристаллов РМП происходит параллельно плоскостям (111) или (112), редко по плоскости (100). Разрастание граней сростков зародышей приводит к формированию двойников по флюоритовому закону. Субиндивиды двойников характеризуются габитусными формами {100}, {111} и {211}.

Агрегаты кристаллов РМП нередко срастаются между собой. Наблюдаются также признаки многократного зарождения и роста поздних кристаллов на ранних кристаллах РМП.

Рост кристаллов осуществлялся по ступенчато-слоевому, мозаично-блоковому и, вероятно, скелетному механизмам.

Весьма оригинально выглядят нитевидные кристаллы и их агрегаты на гранях крупных кристаллов РМП. Размеры нитевидных кристаллов - 5-15 мкм в толщину и до 4 мм в длину. По внешней форме это хорошо ограненные сильно вытянутые квадратные или прямоугольные в сечении призмы. У вершин некоторые нитевидные кристаллы расщепляются на две нити. На грани призмы иногда наблюдается относительно грубая штриховка, параллельная удлинению. При большом увеличении на гранях призмы можно увидеть и очень тонкую штриховку, создающую картину X-образно пересекающихся выпуклых и вогнутых полос шириной в сотые доли микрона. На изображении в обратно-рассеянных электронах видно, что эта картина

обусловлена чередованием более широких полос изоферроплатины, и узких полос тетраферроплатины. Таким образом, нитевидные кристаллы являются криптоагрегатами ориентированно сросшихся кубической фазы - изоферроплатины и тетрагональной – тетраферроплатины. Появлением нитевидных кристаллов, как правило, заканчивается образование агрегатов РМП. Возможно, их рост происходил основаниями над микронными порами на поверхности псевдоморфозы или кристалла, через которые поступал минералообразующий флюид.

*Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 18-05-00718-а.*

#### **FEATURES OF ONTOGENY OF CRYSTALS OF PLATINUM MINERALS OF ALKALINE-ULTRABASIC MASSIF CONDER**

A.G. Mochalov

Institute of Geology and Geochronology of Precambrian RAS, St. Petersburg, Russia,  
mag1950@mail.ru

On the alkaline-ultrabasic Conder massif, the magmatogen-fluid-metasomatic palladium-platinum type is distributed in a series of metasomatites along dunites. A feature of this type is the development of large crystals of isoferroplatinum. Most of the crystals are formed as a result of the conversion of the early aggregates of the platinum group minerals.

\*\*\*

#### **МНОГОСТАДИЙНО СФОРМИРОВАННОЕ ЗЕРНО МПГ ИЗ РОССЫПИ р. КОУРА (ГОРНАЯ ШОРИЯ)**

Г.В. Нестеренко, С.М. Жмодик, Д.К. Белянин, Е.В. Айриянц, М.Ю. Подлипский, Л.П. Бобошко

Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия,  
nesterenko@igm.nsc.ru

Приведена характеристика зерна МПГ из россыпи р. Коура (Горная Шория). Оно отличается от основной массы зерен многофазным составом, сложным неоднородным строением, присутствием в нем редких минералов: родарсенида, медистой платины и колломорфных включений высокопробной самородной платины, что свидетельствует о длительной многостадийной истории формирования и преобразования.

Наиболее вероятным первоисточником изученных минералов платиновой группы (МПГ) той части Коуринской аллювиальной россыпи, которую в момент опробования отрабатывала драга 317, служил ультрамафит-мафитовый Сеглебирский массив (рис 1).

Массив тяготеет к центральной части Горной Шории, являясь его важной особенностью. Горная Шория занимает южную часть Алтае-Саянской орогенной области и сформирована в течение нескольких палеозойских фаз тектогенеза (Жмодик и др., 2016). В её пределах широко распространены нижнекембрийские вулканогенно-осадочные комплексы. Сам массив включает амфиболиты, габбро, мафические дайки и серпентиниты, в которых выявлена минерализация платиноидов - сплавов Ru-Ir-Os (Гусев и др., 2004). В мафических дайках на смежной территории обнаружены сплавы Pt-Fe (Агафонов и др., 1996). Среди изученных нами зерен МПГ встречено специфическое зерно, существенно отличающиеся от основной массы зерен. Это зерно (рис. 2), характеризующееся ниже, отличается многофазным составом, сложным неоднородным строением и присутст-

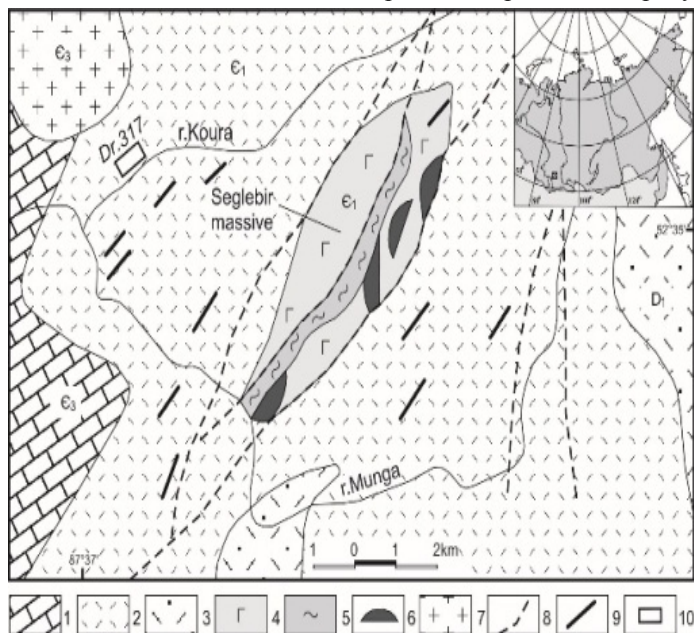


Рис. 1. Местоположение пробы с высокопробной платиной на геологической схеме Сеглебирского участка в Горной Шории (по [Гусев и др., 2004], с изменениями). 1 – карбонатные отложения (Є3); 2 – вулканогенно-осадочные отложения (Є1); 3 – вулканогенно-осадочные отложения (D1); 4 – габбро (Є1); 5 – амфиболиты; 6 – серпентиниты; 7 – гранитоиды (Є3); 8 – разломы; 9 – дайки основного состава; 10 – место отбора пробы.

вием редких минералов: родарсенида, медистой платины, а также коллоидных микронаслоев высокопробной самородной платины (рис. 2, 3 а-в), что свидетельствует о длительной многостадийной истории его формирования и преобразования. В зерне наиболее ярко проявлена вкрапленно-нодулярная, рассеянная (реликтовая) текстура. Она обусловлена развитием *нодулей* по неоднородной *матрице*. Овальная, округлая форма вкрапленников свидетельствует о вхождении данной текстуры в генетическую группу текстур ликвационной дифференциации расплава (Бетехтин и др., 1958).

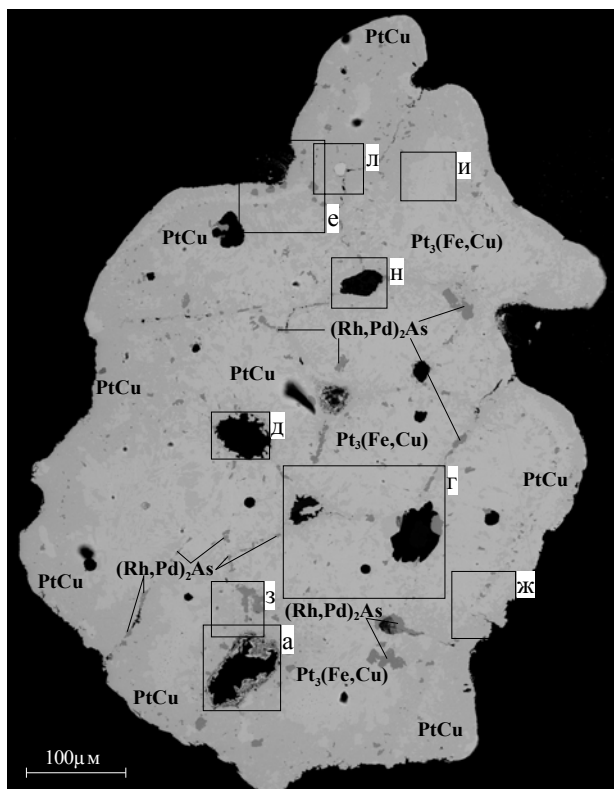


Рис. 2. Строение многофазного зерна МПГ. Электронно-микроскопический снимок. Светло-серое – купроферроплатина Pt<sub>3</sub>(Fe,Cu), серое – хонгшит PtCu, темно-серое – родарсенид (Rh,Pd)<sub>2</sub>As. Прямоугольные контуры «а»...«н» - участки детализации, представленные на рис. 3.

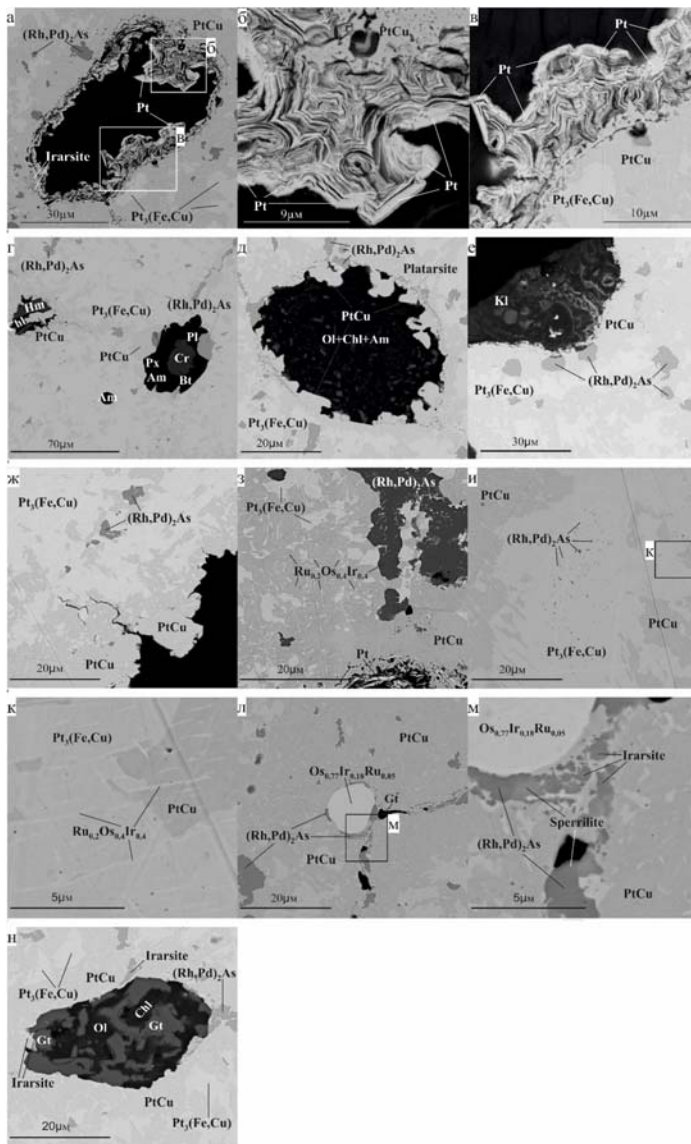


Рис. 3. Участки детализации, выделенные на рисунке 2.

Электронно-микроскопические снимки.

Am – амфибол, Bt – биотит, Chl – хлорит, Cr – хромит, Gt – гетит, Hm – гематит, Kl – каолинит, Ol – оливин, Pl – плагиоклаз, Px – пироксен.



В матрице выделены следующие микротекстуры: пятнистая, прожилковая, неяснозональная, микроэмульсионная, а также решетка распада твердого раствора. Все они, за исключением последней, в основном, входят в генетическую группу текстур метасоматического замещения.

Исключение составляет также текстура микротрещин (см. рис. 2 и 3 ж), являющаяся признаком «хрупких деформаций» (Бетехтин и др., 1958). Главные минеральные фазы матрицы представлены твердыми растворами Pt и Cu, а также твердым раствором  $Pt_3(Fe_{0,6}Cu_{0,4})$ . Последний можно назвать медистой изоферроплатиной, которая характеризуется постоянством состава; разброс содержаний компонентов относительно средних значений весьма невелик (рис. 4А). Матрица содержит продукты распада твердого раствора, которые представлены lamеллями рутениридосмина –  $Ru_{0,2}Os_{0,4}Ir_{0,4}$  (см. рис. 3 з, к). В твердых растворах Pt и Cu по составу выделяется две дискретные минеральные фазы: хонгшит и медистая платина. Хонгшит отличается от стехиометрического дефицитом Cu:  $Pt_{1,2}Cu_{0,8}$  –  $Pt_{1,1}Cu_{0,9}$  (рис. 4А) со средним содержанием Cu 19,1 мас.%. Медистая платина характеризуется еще большим дефицитом меди –  $Pt_{1,4}Cu_{0,8}$  (ср. сод. Cu – 11,7 мас.%) (см. рис. 4А). В медистой платине и в медистой изоферроплатине количество lamеллей рутениридосмина и их состав  $Ru_{0,2}Os_{0,4}Ir_{0,4}$  одинаковы (рис. 4В). Они в медистой платине являются реликтовыми, унаследованными от медистой изоферроплатины. Медистая платина и медистая изоферроплатина тесно ассоциируют друг с другом, образуя пятнистую текстуру (см. рис. 2 и 3 в, ж, з). Хонгшит тяготеет к краевым зонам зерна, формируя неяснокаемочную текстуру (см. рис. 2 и 3 ж). Родарсенит состава  $(Rh_{1,4}Pd_{0,3}Pt_{0,2})_{1,9}As_{1,1} - (RhPd_{0,8}Pt_{0,2})_2As$  (рис. 4Б) образует идиоморфные эвгедральные включения в матрице, эмульсионную микровкрапленность в медистой изоферроплатине и микронаросты на стенках пустот. Важной особенностью является наличие в зерне овальных выделений самородного осмия –  $Os_{80}Ir_{15}Ru_5$  (рис. 3 л, м) и колломорфного налета на стенках пустоток очень высокопробной ( $Fe \leq 0,8\%$ ) платины (рис. 3 а-в).

---

а-в – высокопробная платина во включениях; г, д, н – включения заполнены силикатными и окисными минералами; е – выемка на поверхности зерна заполнена каолинитом содержащим материалом; ж – хонгшит тяготеет к краю зерна; з – относительно крупное включение родарсенида с lamеллями Os-Ir-Ru состава; и – эмульсионная вкрапленность родарсенида; к – lamелли Os-Ir-Ru состава пронизывают купроферроплатину и хонгшит; л, м – округлое включение осмия.

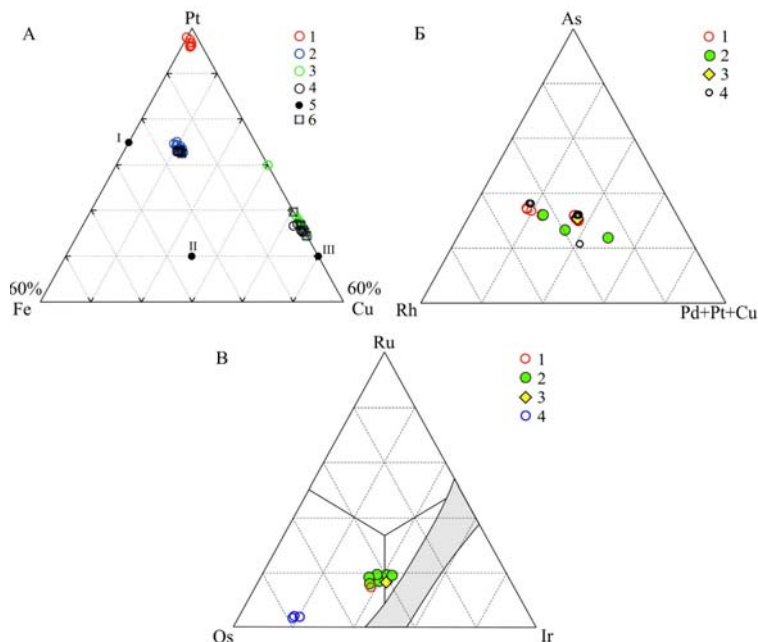


Рис. 4. Диаграммы составов МПП изученного зерна (по данным SEM и микрозондового анализа)

А: 1 – высокопробная платина; 2 – купроферроплатина; 3 – хонгшит; 4 – хонгшит из пустотки; 5 – формульные составы (изоферроплатина, туламинит и хонгшит); 6 – медистая платина (по данным микрозондового анализа). Б – родарсенид: 1 – идиоморфные включения в матрице; 2 – эмульсионные микровключения; 3 – в пустотке; 4 – по данным микрозондового анализа. В – включения рутениридосмия: 1 – в купроферроплатине; 2 – в хонгшите; 3 – в родарсениде; 4 – округлое включение осмия в хонгшите.

Таким образом, изученное зерно МПП представляет собой продукт интенсивного метасоматического преобразования медистой изоферроплатины  $Pt_3(Fe_{0,6}Cu_{0,4})$ . Преобразование осуществлялось в уже деформированном зерне, разбитом микротрещинами, в две стадии: 1 – медистую, включающую 2 подстадии (медистая платина и хонгшит) и 2 – мышьяковую (родарсенид).

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 19-05-00464 и бюджетной темы.*

Агафонов Л.В., Велинский В.В., Лоскутов И.Ю. Необычная минеральная ассоциация самородных металлов в дайковых породах Тогул-Сунгайского гипербазитового массива (Салаир) // Докл. Ак. наук. 1996. Т. 351. № 4. С. 505-508.

Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. Текстуры и структуры руд. М: Госгеолтехиздат, 1958. 435 с.

Гусев А.И., Гринев Р.О., Чернышев А.И. Петрология и рудоносность Сеглебирской офиолитовой ассоциации (северо-восточная часть Горного Алтая и юг Горной Шории) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 4. Томск: ЦНТИ, 2004. С. 130-133.

Жмодик С.М., Нестеренко Г.В., Айриянц Е.В., Беянин Д.К., Колпаков В.В., Подлипский М.Ю., Карманов Н.С. Минералы металлов платиновой группы (МПГ) из аллювия – индикаторы коренной минерализации (на примере юга Сибири) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 10. С. 1828-1860.

### **MULTI-STAGE FORMED GRAINS OF PGM FROM PLACER KOURA RIVER (GORNAYA SHORIA)**

G.V. Nesterenko, S.M. Zhmodik, D.K. Belyanin, E.V. Airyants, M.Yu. Podlipsky, L.P. Boboshko

Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

The studied grain consists of isoferroplatinum with the unclear zonation metasomatically replaced by platarsite (PtAsS), cooperite (PtS), and sperrylite (PtAs<sub>2</sub>). Cooperite and sperrylite were formed at the later stage of epigenesis and, it would appear, under conditions different from those of platarsite.

\*\*\*\*

### **ВЛИЯНИЕ ПЕТРОГЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ НА РАСТВОРИМОСТЬ ХРОМШПИНЕЛИДА В РАСПЛАВЕ И ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ХРОМИТИТОВ (модель SPINMELT-2.0)**

Г.С. Николаев<sup>1</sup>, А.А. Арискин<sup>2,1</sup> Г.С. Бармина<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия, gsnikolaev@rambler.ru

<sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, ariskin@rambler.ru

**Введение.** SPINMELT-2.0 – новая высокобарная версия численной модели шпинелид-расплав, которая предназначена для расчета ликвидусных температуры и состава хромшпинелида в широком диапазоне базальтовых магм нормальной щелочности в заданных  $f_{O_2}$ -условиях при давлениях до 15 кбар (Николаев и др., 2018). Тестирование полученной калибровки показало, что с ростом давления погрешность расчета температуры ликвидуса увеличивается от 16°C для 1 атм до 50°C при 15 кбар. Составы шпинелида воспроизводятся с ошибками менее 3 ат.% по Al и Cr; для других катионов ошибки не

превышают 1 ат.%. Исследование влияния вариаций главных породообразующих оксидов на кристаллизацию шпинелида позволило успешно верифицировать модель на соответствие принципу кислотно-основного взаимодействия Коржинского, который не использовался при формулировке модели.

Вмещающая магматический расплав среда (породы рамы, кристаллические каши застывающих интрузивов, рститы областей магмогенерации) в большинстве случаев состоит из силикатных породообразующих минералов. Поэтому химическое взаимодействие расплава и вмещающей его среды логично описывать в терминах петрогенных компонентов – миналов породообразующих минералов, в которых главные петрохимические оксиды связаны стехиометрическими соотношениями. В силу этого, моделировались влияния на кристаллизацию шпинелида основных петрогенных компонентов расплава в форме миналов:  $fo = 2MgO \cdot SiO_2$ ,  $fa = 2FeO \cdot SiO_2$ ,  $en = 2MgO \cdot 2SiO_2$ ,  $fs = 2FeO \cdot 2SiO_2$ ,  $di = MgO \cdot CaO \cdot 2SiO_2$ ,  $an = CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$  и  $ab = 0.5Na_2O \cdot 0.5Al_2O_3 \cdot 3SiO_2$ .

**Моделирование** влияния петрогенных компонентов расплава на кристаллизацию шпинелида проводилось путем расчета его ликвидусной поверхности и состава для серии расплавов, производных от модельного состава B1 (Wilson, 2012), который аппроксимирует родоначальный расплав комплекса Бушвельд (мас.%):  $SiO_2 - 56.09$ ,  $TiO_2 - 0.28$ ,  $Al_2O_3 - 11.31$ ,  $FeO^* - 9.17$ ,  $MnO - 0.17$ ,  $MgO - 13.58$ ,  $CaO - 6.34$ ,  $Na_2O - 1.43$ ,  $K_2O - 1.05$ ,  $P_2O_5 - 0.07$ . Содержание хрома было принято 0.22 мас.%. Расчеты проводились для давления 1 атм и окислительно-восстановительных условий в интервале от QFM-3.0 до QFM+2.0 с шагом в 0.5 лог. ед. Влияние вариаций основных петрогенных компонентов-миналов моделировалось путем последовательного добавления или вычитания рассматриваемого компонента к составу базового расплава с шагом в 5 мас.%. Для каждого производного состава рассчитывались  $T - f_{O_2}$  параметры насыщения модельного расплава шпинелевой фазой и её модельные составы. Результаты расчетов представлены на рис. 1.

Установлено что, увеличение температуры ликвидуса и соответственно уменьшение растворимости шпинелида в расплаве происходит при добавлении в расплав  $fo$ -,  $fa$ -,  $an$ - и  $ab$ -компонентов. Пироксеновые компоненты ( $en$ ,  $fs$ ,  $di$ ) вызывают понижение температуры ликвидуса и повышение растворимости хромшпинелида. Показатель хромистости шпинели уменьшается при добавлении всех исследуемых компонентов кроме диопсидового. Магнезиальность шпинели повышает добавление магнезиальных ( $fo$ ,  $en$ ), диопсидового и

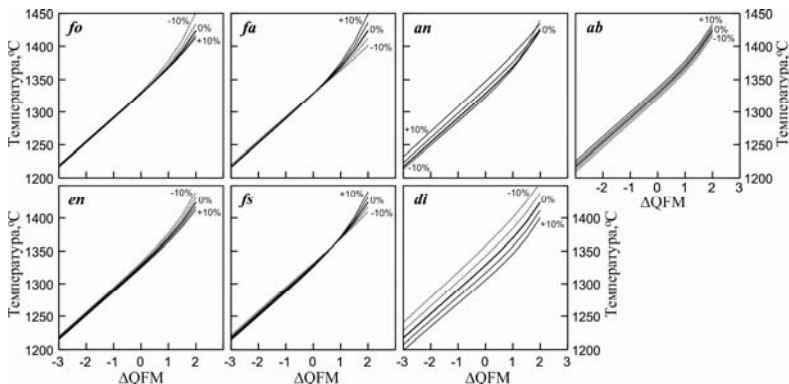


Рис. 1. Влияние вариаций петрогенных компонентов расплава на температуру ликвидуса шпинелида на примере модельного состава В1. Изоплеты проведены через 5 мас. %.

плаггиоклазовых (*an*, *ab*) компонентов. Добавление железистых компонентов в расплав ожидаемо понижает показатель магнезиальности хромита. Добавление *fo*-, *en*- и *an*-компонентов понижает степень окисленности, и наоборот *fa*-, *fs*-, *di*- и *ab*-компоненты степень окисленности шпинелида повышают.

Для большинства рассмотренных компонентов-миналов установленные эффекты оказались незначительными и заведомо ниже ошибки единичного расчета, оцененной по результатам тестирования (Николаев и др., 2018). Однако цель проведенных расчетов – выявить модельные тенденции этих эффектов. Успешная верификация откликов модели на вариации содержания в расплаве петрогенных оксидов дает основание для уверенности в правильности полученных трендов.

**Геологическая ситуация**, в которой могут проявляться установленные свойства модели SPINMELT-2.0, – посткумулусный этап становления крупных магматических камер стратиформных ультрамафит-мафитовых интрузивов. Важным элементом посткумулусной истории этих объектов является гравитационная усадка гетерофазовых толщ, сложенных продуктами аккумуляции кристаллических фаз. Эти процессы должны сопровождаться фильтр-прессингом интеркумулусного расплава и его направленной инфильтрацией. Наличие такого подвижного и химически активного агента предполагает последовательное переуравновешивание магматической жидкости с окружающим кристаллическим материалом, что может приводить к изменению состава инфильтрата и кумулусных фаз, вплоть до изме-

нения фазовой ассоциации. Это явление получило название «магматический метасоматоз» (Irvine, 1980).

Даже в изотермических условиях, в зависимости от состава кумулата, вместе с изменением состава расплава будет меняться растворимость в нем хромшпинелида. Проведенный анализ показывает, что в случае обогащения расплава пироксеновыми (*en*, *fs*, *di*) составляющими можно ожидать образования недосыщенных относительно хромшпинелида систем. И наоборот, в случае обогащения расплава плагиоклазовым (*an*, *ab*) или оливиновым (*fo*, *fa*) компонентом должно наблюдаться понижение его растворимости.

Установленные особенности топологии ликвидуса хромшпинелида позволяют предполагать возможность переноса и нового концентрирования этого минерала на посткумулусном этапе становления расслоенных комплексов. Вначале - экстракция обогащенным пироксеновыми компонентами расплавом хромшпинелида из толщ его первичного кумулятивного накопления, которое по нашим наблюдениям не превосходит 5-7% объема кумулата. А затем - последующий сброс хромита на геохимическом барьере. Геохимическим барьером может служить полевошпатовая матрица протоанортозитовых прослоев или прослои обогащенные оливином. За счет потока инфильтрующегося расплава предложенный механизм может реализовываться в виде последовательности элементарных актов экстракции-сброса хромшпинелида. Причем, многократность их повторения может обеспечить накопление значительных объемов хромитов, вне зависимости от степени недосыщенности или пересыщенности расплава хромитовой фазой, которая для каждого отдельного акта может быть незначительной.

**Верификация гипотезы.** В комплексе Бушвелд хромитовая минерализация установлена в породах Нижней (LZ) и Критической (CZ) зон разреза. Последняя делится на Нижнюю Критическую (CLZ) и Верхнюю Критическую (CUZ) подзоны. Акцессорный хромит наблюдается в породах LZ и CLZ, в разрезе общей мощностью до 1700 м. Кроме того, породы CZ вмещают огромные запасы рудных хромитов, которые образуют выдержанные по простиранию протяженные стратиформные пласты, прослеженные на сотни километров. В её составе установлены многочисленные хромитовые слои, мощность самых крупные из них превышают 1 м. Они объединены в нижнюю (LG), среднюю (MG) и верхнюю (UG) группы. Отдельные слои хромитов нумеруются вверх по разрезу: LG1 - LG7, MG1 - MG4 и UG1 - UG2 (UG3).

Традиционно считается что слои от LG1 до LG4 пространственно связаны с прослоями оливиновых кумулатов, более мощные слои от LG5 до LG7 связаны только с бронзититами, а хромититы слоёв от MG2 до MG4 и UG1, UG2 пространственно связаны с лейконоритами и анортозитами. Однако, недавними исследованиями на Западном лимбе были установлены локальные участки, где хромититы LG6 целиком размещены в прослое гарцбургита (McIntosh, 2017, Latypov et al., 2018). Эти участки, на наш взгляд, следует рассматривать как реликтовые, сохранившиеся в результате меньшей интенсивности рудогенерирующего процесса. Эту интерпретацию можно распространить на другие хромититовые слои, расположенные среди пироксеновых кумулатов, которые не имеют видимой связи с оливином или плагиоклазом.

**Сопоставление с предшествующимися гипотезами генезиса хромититов.** Их главной проблемой предстает их малая продуктивность, обусловленная низкими модалными пропорциями хромита при кристаллизации хромит – силикатных котектик. В том случае, если причиной кристаллизации хромита считать фактор, вызывающий его выделение во всем объеме камеры, то препятствием является отсутствие внятного механизма сепарации кристаллов хромита. Если триггером кристаллизации хромита являются дополнительные внедрения, то в силу ограниченности их объема, будет ограниченным и объем вовлеченного в рудогенез магматического вещества. Кроме того, элемент случайности, который привносят в процесс образования хромититов предполагаемые дополнительные внедрения, не придает гипотезам изящества.

Предлагаемый нами механизм свободен от перечисленных ограничений. Процесс образования хромититов удалось уложить в закономерный самоорганизующийся процесс развития магматической камеры без привлечения «катастрофических» факторов. Снимается проблема баланса  $Cr$ , т.к. в процесс вовлекается колоссальный объем рассеянного аксессуарного хромита, который многократно превышает объем хромититов.

В противоположность ограниченному по объему и локальному по пространственному распространению характеру дополнительных внедрений, в процессе рудообразования участвует «океан» отжигающегося интеркумулятивного расплава, составляющего первые десятки процентов объема интрузии, и характеризующегося распределением по всему объему кумулятивной толщи.

Крупные хромититовые прослои характерны для внутренних частей расслоенных комплексов, что находит логичное объяснение

не в процессах оползания кумулятивных толщ к центру камеры, а в разной интенсивности и продолжительности рудогенерирующего процесса, который своего максимального развития должен достигать в областях с максимально продолжительной термической историей.

Говорить о полной обоснованности предлагаемого механизма на сегодня преждевременно. В пользу его реалистичности пока свидетельствует только пространственная связь хромититов с прослоями, обогащенными плагиоклазом или оливином. Дальнейшая верификация предлагаемого механизма, по-видимому, лежит на пути численного моделирования вариаций состава хромита в разрезах мощных хромититовых горизонтов крупных расслоенных комплексов.

*Работа поддержана грантом Российского Научного Фонда № 16-17-10129.*

Николаев Г.С., Арискин А.А., Бармина Г.С. SPINMELT-2.0: Численное моделирование равновесия шпинелид – расплав в базальтовых системах при давлениях до 15 кбар. I. Формулировка, калибровка и тестирование модели // Геохимия. 2018. № 1. Р. 28–49.

Николаев Г.С., Арискин А.А., Бармина Г.С. SPINMELT-2.0: Численное моделирование равновесия шпинелид – расплав в базальтовых системах при давлениях до 15 кбар. II. Описание программы, топология модельной системы хромшпинелид-расплав и её петрологические приложения // Геохимия. 2018. № 2. Р. 135–146.

Николаев Г.С., Арискин А.А., Бармина Г.С. SPINMELT-2.0: Численное моделирование равновесия шпинелид – расплав в базальтовых системах при давлениях до 15 кбар. III. Влияние петрогенных компонентов расплава на растворимость хромшпинелида и возможный механизм образования хромититов // Геохимия, (в печати)

Irvine, T.N. Infiltration Metasomatism Accumulate Growth and Double-Diffusive Fractional Crystallization in the Muskox Intrusion and Other Layered Intrusions. In: Hargraves R.B. (ed.), Physics of Magmatic Processes, Preinceton: Princeton University Press, 1980, 325-383.

Latypov R., Chistyakova S., McIntosh R., Scogings A. Geochemical evidence for in situ growth of LG6 chromitite from the compositionally stratified magma in the Bushveld chamber // 13th International Platinum Symposium. South Africa, Abstracts. 2018. P. 103-104.

McIntosh R. Petrogenesis of the LG-6 chromitite at Ruighoek mine, western limb of the Bushveld Complex, South Africa. A Diss... of Master of Science (Geology). University of the Witwatersrand, Johannesburg School of Geosciences. 2017. <http://wiredspace.wits.ac.za/handle/10539/24026>.



Wilson A.H. A chill sequence to the Bushveld complex: Insight into the first stage of emplacement and implications for the parental magmas // J. Petrol. 2012. Vol. 53(6). P. 1123-1168.

**THE INFLUENCE OF MAJOR COMPONENTS ON THE SOLUBILITY OF THE SPINEL IN THE MELT AND A POSSIBLE MECHANISM OF FORMATION OF CHROMITITES (model SPINMELT-2.0)**

G.S. Nikolaev<sup>1</sup>, A.A. Ariskin<sup>2,1</sup> G.S. Barmina<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia, gsnikolaev@rambler.ru

<sup>2</sup>Moscow State University, Moscow, Russia, ariskin@rambler.ru

Using a new model of the spinel-melt equilibrium SPINMELT-2.0, the effect of variations of fo-, fa-, en-, fs-, di-, an- and ab-components in high-Mg basaltic melts on the topology of the spinel liquidus was quantified. It has been established that enrichment of the melt in pyroxene components leads to an increase, and with plagioclase and olivine components, to a decrease in the solubility of chromite. This effect can be important during gravitational compaction of cumulates, accompanied by the extraction of intercumulus melt and its infiltration upward. In this case, one can expect a sequential re-equilibration of the infiltrating melt with cumulative piles of different composition. This suggests the possibility of transfer and new concentration of chrome-spinel at the postcumulus stage of solidification of layered intrusions. The nature of the concentration consists in the extraction of chrome-spinel into the melt enriched in pyroxene components, followed by its discharge during the reaction of this melt with a feldspar-rich matrix of proto-anorthosite layers or horizons enriched with a olivine, some of which may be the material of additional injections of more primitive magma. The realism of the proposed mechanism is evidenced by the well-known spatial connection of the chromite layers with anorthosites and dunite-harzburgites of the Bushveld complex.

\*\*\*\*

**ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ СУЛЬФИДНЫХ МИНЕРАЛОВ Cu-Ni РУД ЛОВНООЗЕРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, РОССИЯ): ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ**

Д.А. Орсоев<sup>1</sup>, С.В. Высоцкий<sup>2</sup>, А.В. Руслан<sup>2</sup>, А.В. Игнатьев<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, magma@gin.bsnet.ru

<sup>2</sup>Дальневосточный геологический институт, Владивосток, Россия, vysotskiy@fegi.ru

При рассмотрении вопросов формирования сульфидных Cu-Ni месторождений, связанных с ультрабазит-базитовыми интрузивами, исследователи в качестве одного из важнейших генетических факторов используют изотопный состав серы. Этот элемент в силу своих химических свойств экстрагирует из силикатной магмы и связывает

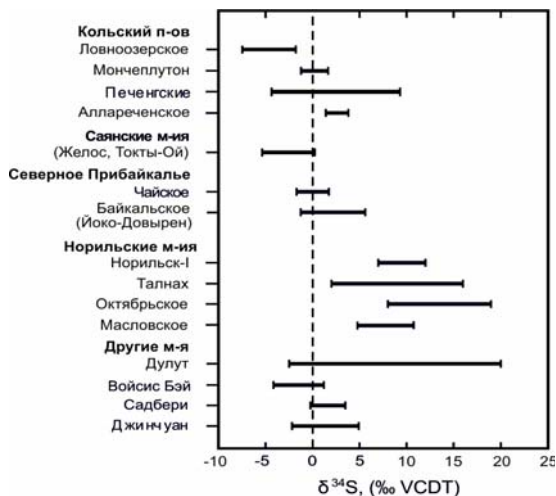


Рис. 1. Диапазоны вариации величины  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидах Ловноозерского месторождения (наши данные) и известных Cu-Ni месторождений мира (по опубликованным данным).

рудные элементы – Fe, Ni, Cu, Co и ЭПГ, образуя тем самым несмешиваемую сульфидную жидкость. Однако растворимость серы в базальтовом расплаве настолько мала (0.10 – 0.15 мас. %), что даже в благоприятных условиях может быть сформировано только рудопроявление или мелкое месторождение. Поэтому одной из основных проблем сульфидного рудообразования остается определение источника серы. Мантийная природа базальтоидных никеленосных магм и самих руд признается большинством исследователей. Почти во всех рудах известных Cu-Ni месторождений мира средняя величина  $\delta^{34}\text{S}$  колеблется в узких пределах (от -2 до +2 ‰) и близка к значению троилита из железистого метеорита Каньона Дьябло, принятого за стандарт с величиной  $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$  равной 22.22, а  $\delta^{34}\text{S}=0.0$  ‰ (Ридж, 1980). Однако, из этого ряда выпадают руды месторождений Печенги, Норильска и Дулута, которые характеризуются аномально высокими значениями утяжеленной серы  $^{34}\text{S}$  (рис. 1). Это явилось основанием предполагать в качестве источника серы вмещающие породы либо при их ассимиляции магматическим расплавом (Гриненко, Гриненко, 1974; Ripley, Li, 2003), либо в процессе сульфатредукции под воздействием углеводородов (Рябов и др., 2018). Недавно высказана и другая точка зрения по норильским месторождениям, согласно которой изотопно-тяжелая сера в рудах имеет мантийную природу (Криволуцкая, 2014).

Другую группу составляют месторождения, сульфиды которых, наоборот, обогащены легким изотопом серы  $^{32}\text{S}$  по сравнению с метеоритным эталоном. Ярким примером подобных образований может

служить Ловноозерское месторождение. Первые отрывочные сведения об изотопном составе серы в рудах этого месторождения были опубликованы в (Гриненко, Гриненко, 1974). Однако с тех пор исследования в этом направлении не проводились. В настоящем сообщении нами приводятся новые данные по изотопному фракционированию серы в сосуществующих сульфидах и их интерпретация с учетом современных представлений по составу руд и петролого-геохимическим особенностям рудоносных базитовых тел Ловноозерского месторождения.

**Краткая геологическая характеристика месторождения и сульфидных руд.** Ловноозерское Cu-Ni месторождение находится на Кольском полуострове в центральной части Лапландского гранулитового пояса. На участке месторождения площадью 3.5 км<sup>2</sup> выявлено около 30 базитовых массивов, в 15 из них обнаружено сульфидное медно-никелевое оруденение, причем в 8 зафиксированы кондиционные руды (рудные тела № 1, 2, 3, 7, 8, 9, 10, 11) (Медно-никелевые..., 1979). Они залегают среди толщи метаморфических пород архейского возраста (2.7-2.8 млрд лет), представленных гиперстеновыми и гиперстен-биотитовыми плагиогнейсами с прослоями гранат-биотитовых гнейсов и гранат-полевошпат-кварцевых гранулитов. Эти базиты были отнесены к автономной специфической вебстерит-габбро-норитовой формации зон гранулитового метаморфизма (Горбунов и др., 1982). Большинство из них не выходят на дневную поверхность и их оконтуривание на глубине произведено по скважинам. Рудоносные массивы имеют удлиненную линзообразную, реже сплюснутую сигароподобную форму, располагаясь поэтажно и кулисообразно, по отношению друг к другу. Совместно с вмещающими породами подверглись интенсивным преобразованиям в условиях гранулитовой фаций метаморфизма и ее регрессивной стадии.

Основные запасы руд месторождения сосредоточены в рудном теле № 1, называемом Главным. Оно наиболее полно разведано. Массив, вмещающий это рудное тело, имеет северо-западное падение под углом 30-50°, вытянут в северо-восточном направлении на ~300 м согласно линейности вмещающих пород, и тектоническими нарушениями разбит на ряд блоков. Он сложен норитами с небольшими участками габброноритов и плагиоклазовых ортопироксенитов. В области контакта массива с вмещающими породами отмечаются переходные зоны гибридных пород мощностью до 40 м (рис. 2).

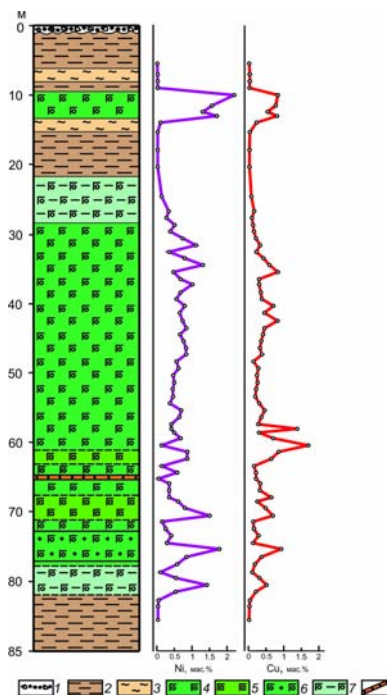


рис. 2. Геологический разрез по скв. 20 Главного рудного тела и распределение содержаний Ni и Cu.

1 – четвертичные отложения, 2 – гиперстеновые плагиогнейсы, 3 – гранат-полевошпат-кварцевые гранулиты, 4, 5 – нориты среднезернистые (4) и крупнозернистые (5), 6 – зоны развития кварц-полевошпатовых жил, 7 – породы зоны контакта, 8 – кварц-полевошпатовые жилы.

Породы характеризуются широким развитием метаморфических структур и текстур. Состав ортопироксена (%): *En* 60.3-72.7, *Fs* 26.4-38.7, *Wo* 0.7-1.9, *f*, % – 26.7-39.1. Клинопироксен представлен авгитом, реже диопсидом: *En* 42.8-61.4, *Fs* 10.1-26.5, *Wo* 25.7-47.2, *f*, % 15.8-37.0. Состав плагиоклаза варьирует в широких пределах от андезина до битовнита: 40.9–81.2 % *An*, 18.8-59.1 % *Ab*. В рудах постоянно присутствует кальциевый амфибол, представленный эденитом и паргаситом, железистость (*f*, %) которых варьирует в пределах 20.3-38.4, и биотита с высоким содержанием  $TiO_2$  (до 4.7 %) и заметным – *Cl* (до 1.6 %). В качестве редких минералов отмечаются апатит, циркон. Среди вторичных минералов развиты хлорит, кварц, карбонаты, альбит, калиевый полевой шпат, сульфат-скаполит (сильвиалит) и др.

Среди Cu-Ni руд преобладают вкрапленные и гнездово-вкрапленные руды, весьма часто наблюдаются жилки сплошных сульфидов, иногда образующих брекчиевидные разновидности с обломками основных пород. Все руды отличаются высоким удельным содержанием пирротина, повышенным – пирита и сравнительно низкими – пентландита и халькопирита. Кроме этих главных сульфидов

Таблица 1. Местонахождение образцов и содержание в них изотопов серы

№ п/п	Минерал	Ассоциация рудных минералов	$\delta^{34}\text{S}$ , ‰	$\delta^{33}\text{S}$ , ‰	$\Delta^{33}\text{S}$ , ‰
Скв. 13, гл. 9.4 м. Лейкократовый габбронорит с вкр.-гнездовым типом оруденения					
1	MPo (2)	MPo-Pn-Ccp-Py-Sp	-3.6	-1.8	+0.04
2	Ccp(1)		-4.9	-2.5	+0.05
3	Pу (2)		-2.6	-0.4	0.00
Скв. 26, гл. 15.4 м. Меланократовый норит с вкрапленным типом оруденения					
4	MPo (5)	MPo-Pn-Ccp-Py-Sp	-3.7	-1.9	-0.01
5	Ccp (2)		-3.4	-1.7	+0.01
6	Sp (1)		-2.2	-1.1	+0.05
Скв. 52, гл. 141.6. Мезократовый габбронорит с вкр.-гнездовым типом оруденения					
7	MPo (2)	MPo-Pn-Ccp-Py	-3.9	-2.0	+0.02
8	Pn (2)		-4.1	-2.1	0.00
9	Ccp (1)		-4.7	-2.4	+0.01
10	Pу (2)		-4.4	-2.3	+0.02
Скв. 57, гл. 200.2. Хлорит-карбонатная порода по нориту с арсенидно-сульфидным оруденением (метасоматит по нориту)					
11	Pn (2)	Pу-Pn-Ccp-Gd	-2.2	-1.1	+0.01
12	Pу (3)		-4.0	-2.0	+0.03
Скв. 13, гл. 56.7 м. Биотит-шпинель-гранатовая порода с редкой вкрапленностью сульфидов в гиперстен-биотитовом плагиогнейсе					
13	MPo (2)	MPo-Pn-Ccp-Py-Mg	-4.1	-2.1	-0.01
14	Pn (1)		-4.0	-2.1	-0.01
15	Pу (10)		-3.2	-1.6	+0.01

*Примечание:* Анализы выполнены в лаборатории стабильных изотопов Аналитического центра ДВГИ ДВО РАН локальным лазерным методом (Ignatiev et al., 2018). MPo – моноклинный пирротин, Pn – пентландит, Ccp – халькопирит, Py – пирит, Sp – сфалерит, Mg – магнетит, Gd – герсдорфит. В скобках – количество проанализированных зерен.

отмечаются сфалерит, миллерит, макинавит, молибденит, виоларит, марказит, Cr- и Ti-магнетит, ильменит. Сульфиды в некоторых случаях замещаются вторичным магнетитом. Пирротин отвечает моноклинному с вариацией состава  $\text{Fe}_6\text{S}_7$  –  $\text{Fe}_8\text{S}_9$  и содержит Ni до 1.1 мас. %. Пентландит во всех типах руд характеризуется непостоянством состава с преобладанием Ni над Fe (Ni/Fe=1.1-1.4), что характерно для его ассоциации с моноклинным пирротинном и пиритом. Халькопирит по сравнению со стехиометрическим составом  $\text{CuFeS}_2$  постоянно имеет небольшой дефицит S и отношение Fe/Cu >1. Состав пирита в целом отвечает стехиометрии с небольшим избытком Fe.

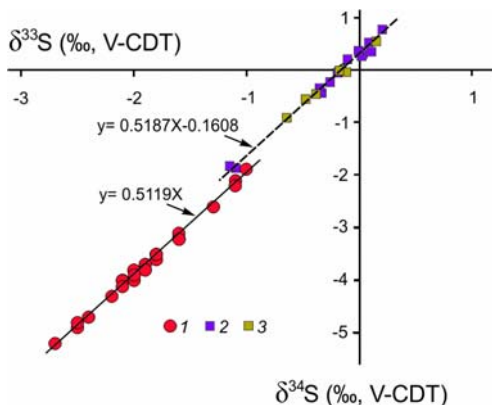


Рис. 3. Соотношение изотопов серы в сульфидных рудах Ловноозерского месторождения и Мончегорского района.

- 1 – Ловноозерское,
- 2 – Мончеплутон,
- 3 – Никелевый ручей (Волчьтундровский массив).

**Привязка и характеристика образцов.** Проведенные изотопные исследования базируются на анализе 30 зерен сульфидных минералов в серии образцов Cu-Ni руд из керна скважин, пройденных в пределах Главного тела, а также из образца вмещающих плаггиогнейсов (табл. 1).

**Результаты исследования и выводы.** Как видно из таблицы, все зерна сульфидов характеризуются отрицательными значениями  $\delta^{34}\text{S}$ , которые заметно превышают диапазон мантийных меток в сторону обогащения легким изотопом серы. В каждом образце сосуществующие сульфиды имеют практически близкие величины  $\delta^{34}\text{S}$  и  $\delta^{33}\text{S}$ , что указывает на изотопную гомогенизацию между минералами. Анализ данных показывает, что изотопный состав серы сульфидов месторождения и вмещающих пород образует единый линейный тренд (рис. 3), описываемый уравнением  $\delta^{33}\text{S} = 0.5119 \times \delta^{34}\text{S}$ . Такой характер соотношений величин  $\delta^{34}\text{S}$  и  $\delta^{33}\text{S}$  свидетельствует о массзависимом фракционировании изотопов серы и отсутствии влияния атмосферной серы в отличие от сульфидных руд Мончегорского района. На это указывают и очень малые значения  $\Delta^{33}\text{S}$  (близкие к нулю), что согласуется с мантийным ее источником (рис. 4).

Таким образом, полученные данные свидетельствуют об едином хорошо гомогенизированном источнике серы и близких физико-химических условиях отложения всех типов руд и не говорят об ассимиляции серы из вмещающих пород. Высокие отрицательные значения  $\delta^{34}\text{S}$  мы объясняем процессами гранулитового метаморфизма с участием флюидных компонентов, которые привели к полной перекристаллизации и переотложению пород и руд месторождения. При этом изменение изотопного состава серы, вероятно, обусловлено реакциями, протекающими при взаимодействии соединений серы с

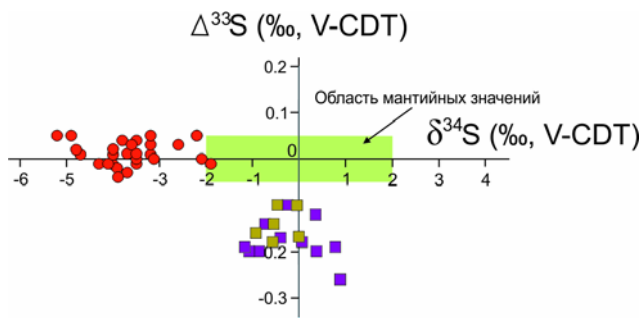


Рис. 4. Соотношение  $\delta^{34}\text{S}$ - $\Delta^{33}\text{S}$  в сульфидах Cu-Ni месторождений Кольского полуострова.  
Условные обозначения см. рис. 3.

летучими компонентами и, в частности, с  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  (Гриненко, Гриненко, 1974). Такое взаимодействие приводит к удалению из породы серы, которая обогащается изотопом  $^{34}\text{S}$ , и остающаяся, напротив, обогащается легким изотопом  $^{32}\text{S}$ , что сдвигает изотопный состав в отрицательные значения  $\delta^{34}\text{S}$ . В этом смысле интересны эксперименты А.П. Лихачева и В.П. Стрижева (1974) по нагреванию норильских руд, в ходе которых было установлено преимущественное улетучивание  $^{34}\text{S}$  и обогащение оставшихся продуктов легким изотопом  $^{32}\text{S}$ .

*Исследование выполнено при финансовой поддержке базового проекта ГИН СО РАН № 0340-2018-0007 и частичной поддержке грантов РФФИ 17-05-00469 и 18-45-030016 р а.*

Горбунов Г.И., Виноградов Л.А., Макиевский С.И., Яковлев Ю.Н. Базит-гипербазитовый магматизм Кольского полуострова и его металлогения // Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов Европейской части СССР. Л.: Недра, 1982. С. 82-92.

Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. М.: Наука, 1974. 272 с.

Криволуцкая Н.А. Мантийная природа изотопно-тяжелой серы в рудах норильских месторождений // Докл. Акад. Наук. 2014. Т. 454. № 3. С. 319-321.

Лихачев А.П., Стрижев И.П. Об изменении изотопного состава серы сульфидных руд медно-никелевых месторождений при нагреве и гидротермальном переотложении // Записки ВМО. 1974. Т. 103. Вып. 3. С. 305-312.

Ридж Дж.Д. Проблемы рудообразования в свете новых данных об изотопах серы, кислорода и водорода. I. Изотопы серы // Записки ВМО. 1980. Т. 109. Вып. 1. С. 15-29.

Рябов В.В., Симонов О.Н., Снисар С.Г., Боровиков А.А. Источник серы сульфидных месторождений в траппах Сибирской платформы по изотопным данным // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 8. С. 1176-1194.

Яковлев Ю.Н., Яковлева А.К., Балабонин Н.Л., Орсов Д.А. Медно-никелевые руды в гранулитовом комплексе Л.: Наука, 1979. 208 с.

Ignatiev A.V., Velivetskaya T.A., Budnitskiy S.Y., Yakovenko V.V., Vysotskiy S.V., Levitskii V.I. Precision analysis of multisulfur isotopes in sulfides by femtosecond laser ablation GC-IRMS at high spatial resolution // Chem. Geol. 2018. Vol. 493. P. 316–326.

Ripley E.M., Li C. Sulfur isotope exchange and metal enrichment in the formation of magmatic Ni-Cu (PGE) deposits // Econ. Geol. 2003. Vol. 98. P. 635-641.

#### **THE SULFUR ISOTOPIC COMPOSITION OF SULFIDE MINERALS OF Cu-Ni ORE OF THE LOVNOZERSKY DEPOSIT (KOLSKY PENINSULA, RUSSIA): GENETIC CONSEQUENCE**

D.A. Orsoev<sup>1</sup>, S.V. Vysotskiy<sup>2</sup>, A.V. Ruslan<sup>2</sup>, A.V. Ignatiev<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia, magma@gin.bscnet.ru

<sup>2</sup>Far Eastern Geological Institute, Vladivostok, Russia, vysotskiy@fegi.ru

The results of a study of the isotopic composition of sulfur in sulfides of Cu-Ni ores of the Lovnozersky deposit are presented. It was shown that a significant enrichment of them with the <sup>32</sup>S light isotope relative to the meteoric standard is due to granulite metamorphism processes involving fluids (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>), as a result of which the ores were recrystallized and redeposited. The nature of the ratios of δ<sup>34</sup>S and δ<sup>33</sup>S indicates the mass-dependent fractionation of sulfur isotopes and the absence of atmospheric sulfur.

\*\*\*\*

#### **АНКАРАМИТЫ - КЛЮЧ К ПОНИМАНИЮ ГЕНЕЗИСА ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВЫХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛО-АЛЯСКИНСКОГО ТИПА**

Е.В. Пушкарев<sup>1</sup>, И.А. Готтман<sup>1</sup>, В.С. Каменецкий<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия, pushkarev@igg.uran.ru

<sup>2</sup>University of Tasmania, Hobart, Australia

Одной из главных особенностей геологии дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урало-Аляскинского типа является значительная доля клинопироксенитов (Ефимов, 1984; Иванов, 1997). Так, в крупнейшем в мире Платиноносном поясе Урала (Ефимов, 1984; Иванов, 1997) доля клинопироксенитов и тгалаитов составляет



около 40%, дунитов менее 10%, остальные 50% слагают разнообразные габбро. Аналогичная ситуация характерна для поясов юго-восточной Аляски и Британской Колумбии (Himmelberg, Loney, 1995; Nixon et al., 1997). Этот факт имеет фундаментальное петрологическое значение, но не учитывается при обсуждении моделей образования этих комплексов и связанных с ними месторождений. Очевидно, что состав родоначального расплава, способного к интенсивному фракционированию клинопироксена на всем протяжении кристаллизации, имеет ключевое значение.

В природе такому расплаву соответствующую анкармиты, высокомагнезиальные вулканические породы с обильными порфиоровыми вкрапленниками клинопироксена и оливина. Идею о том, что анкармиты могут быть родоначальными расплавами для интрузий Юго-Восточной Аляски впервые высказал Н. Ирвин (Irvin, 1973). Главной петрохимической особенностью пород является высокое  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ , превышающее 1, хотя в большинстве магм это отношение равно 0.8-0.9, как в хондритах или в мантии. Согласно экспериментальным данным, такой расплав невозможно получить в результате плавления примитивной или деплетированной мантии. Плавление карбонатизированных перидотитов в присутствии  $\text{CO}_2$  приводит к образованию высоко-Са расплавов с иными геохимическими характеристиками по сравнению с островодужными анкармитами (Green et al., 2004). Анкармитовые расплавы можно получить при плавлении верлитового мантийного источника при давлениях ниже 15 кбар и температурах 1200-1400 °C (Medard et al., 2007). Эти исследования подтвердили вывод о верлитовом мантийном источнике магматических клинопироксенитов Урала, которые по химическому составу близки к анкармитам (Ферштатер, Пушкарев, 1987). Связь анкармитов с платиноносными дунит-клинопироксенитовыми интрузиями установлена на примере интрузивного комплекса Гринхиллс в Новой Зеландии (Mossman, 2000). Расчетные составы первичного расплава для дунит-клинопироксенитового массива Гальмознан в Корякии также характеризуются ультраосновным составом и высоким  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  отношением,  $>1$  (Batanova et al., 2005). Составы гомогенизированных полиминеральных включений в хромшпинелидах из дунитов Нижнетагильского массива по соотношению главных петрогенных компонентов соответствуют анкармитам, но характеризуются существенно более щелочным составом, что сближает их с нефелиновыми тылаитами, которые завершают эволюцию дунит-клинопироксенитовых массивов (Симонов и др., 2016; Ферштатер, Пушкарев, 1992).

Таблица 1. Представительные химические анализы горных пород анкармитовой группы Урала (1-7) и типичных анкармитов островных дуг (8, 9), мас. %.

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Проба	Пе1042	Пе1060	Тг212	Кг394	Х6190	Пе1023	Пе1466	67424	BC-13
SiO <sub>2</sub>	46.68	50.74	42.37	49.84	44.1	45.82	45.43	46.44	50.2
TiO <sub>2</sub>	2.04	1.12	0.75	0.67	0.66	0.49	0.17	0.56	0.46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.33	3.62	7.07	8.07	6.26	10.31	6.60	9.12	10.3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.22	4.34	6.71	3.07	5.08	5.02	4.74		
FeO	9.75	5.3	6.21	6.10	8.78	6.60	4.20	10.3	8.08
MnO	0.17	0.15	0.21	0.22	0.13	0.19	0.20	0.2	0.17
MgO	11.79	17.04	18.81	13.17	16.26	14.29	17.70	17.48	13.71
CaO	17.1	15.32	15.11	13.37	16.35	10.47	16.79	11.78	13.69
Na <sub>2</sub> O	1.1	0.8	0.71	1.41	0.48	2.50	0.10	1.22	1.6
K <sub>2</sub> O	0.10	0.11	0.25	1.24	0.2	0.11	0.01	0.61	0.38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.08	0.38	0.17	0.05	0.05	0.11	0.21	0.05
п.п.п.	1.04	0.74	0.75	0.99	1.56	3.80	3.70	0.41	0.9
Сумма	99.38	99.36	99.33	98.32	99.91	99.65	100.30	98.33	99.54
Fe/(Fe+Mg)	0.37	0.23	0.26	0.27	0.31	0.30	0.22	0.24	0.24
CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.7	4.2	2.14	1.66	2.61	1.02	2.54	1.29	1.33

Примечания: 1 – ирландиты (анкармиты) александровского комплекса, 2 – клинопироксениты уфалейского комплекса, 3 – битовнитовые тылаиты Нижнетагильского массива, 4 – нефелиновые тылаиты Кытлымского массива, 5 – оливиновые клинопироксениты (анкармиты) молостовского комплекса, 6 – анкармиты ирендкской свиты, 7 – анкармиты Присакмаро-Вознесенской зоны, 8 – анкармит островной дуги Сунда, 9 – анкармит островной дуги Вануату (Della-Pasqua et al, 1997). Анализы выполнены в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН, Екатеринбург.

На Урале эффузивные анкармиты и их интрузивные аналоги пользуются широким распространением. Они были установлены в составе девонских островодужных свит Среднего и Южного Урала (таблица), в массивах Платиноносного пояса, в Хабаровинском мафит-ультрамафитовом аллохтоне. В составе молостовского интрузивного комплекса (Постгарцбургитовые..., 1991) в Хабаровинском аллохтоне впервые была установлена четкая геологическая связь кумулятивных дунитов с полнокристаллическими анкармитами. В древних комплексах протерозойского возраста также описаны высоко-Са ультрамафиты и аналоги анкармитов (Пушкарев, Готтман, 2011; Пыстини др., 1976). Этот факт показывает, что еще до заложения уральского складчатого пояса отдельные участки мантии имели верлитовый состав.

Примитивные анкармиты были описаны нами в Учалинском районе Южного Урала (Пушкарев и др., 2018; Kamenetsky et al., 2015). Породы имеют порфиловую структуру. Вкрапленники представлены клинопироксеном, оливином, ортопироксеном и хромшпи-

нелидом и в сумме составляют до 30-35%. Вкрапленники хромшпинелидов характеризуются  $Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0.60 - 0.40$  и  $Cr/(Cr+Al) = 0.85 - 0.75$ . Они содержат включения форстерита ( $Fa_{10}$ ), хромдиопсида и ортопироксена, расплавные включения и микровключения минералов платиновой группы (Kamenetsky et al., 2015). Вкрапленники клинопироксена имеют зональность, которая выражается в увеличении  $Fe/(Fe+Mg)$  от 0.06-0.08 в ядре до 0.37-0.38 в кайме с одновременным ростом в этом направлении концентраций  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $Na_2O$  и уменьшением  $Cr_2O_3$  от 0.7% до нуля. Состав основной массы также отвечает анкарамиту.

Большинство изученных уральских анкарамитов по содержанию  $SiO_2$  и сумме щелочей соответствуют пикробазальтам, базальтам или

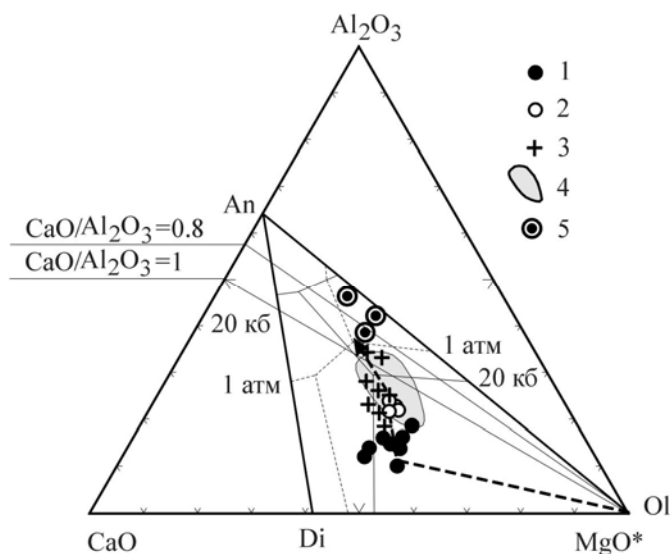


Рис. 1. Треугольная диаграмма CaO - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - MgO\* (где MgO\* = MgO + 0.5Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + 0.55FeO) (Ферштатер, Пушкарев, 1987).

1, 2 – анкарамиты Магнитогорской зоны, 1 – валовые составы пород, 2 – составы основной массы, 3 – составы расплавных включений из вкрапленников магнезиального оливина и хромшпинелида, 4 – поле анкарамитов юго-западной Пацифики (Barsdell, Berry, 1990; Della-Pasqua et al, 1997), 5 – средние составы базальтов. Пунктирной линией обозначен тренд дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урало-Аляскинского типа. В диаграмму встроена система диопсид-анортит-оливин с котектическими линиями, соответствующими давлению 1 атм (пунктирная линия) и 20 кбар (сплошная линия).

андезибазальтам, характеризуются низкой железистостью ( $f = 0.20-0.35$ ), повышенными содержаниями  $MgO = 10-18\%$  и  $CaO = 12-17\%$ , и высоким отношением  $CaO/Al_2O_3 > 1.0$  (таблица), которое является классификационным признаком отличия анкармитов от пикритов (Della-Pasqua, Varne, 1997). Серии пород, связанные с дифференциацией анкармитов, на различных петрологических диаграммах совпадают с эволюционными трендами дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урало-Аляскинского типа, а их сложная ломанная конфигурация контролируется последовательной сменой фракционирования оливин-клинопироксеновой котектики на ранней стадии на котектику темноцветных минералов с участием плагиоклаза – на поздних этапах дифференциации (Пушкарев, 2000; Пушкарев и др., 2018; Ферштатер, Пушкарев, 1987; Krause et al., 2007). Специализация ультраосновных пород на титаномагнетитовое и хром-платиновое оруденение определяется геохимическими особенностями родоначальных анкармитовых расплавов, способностью кристаллизовать на ликвидусе хромшпинелиды и минералы платиновой группы и характером их флюидного режима.

*Исследования проведены по Госбюджетной теме (Номер госрегистрации АААА-А18-118052590029-6)*

Ефимов А. А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.

Иванов О. К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: (Минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: УрГУ, 1997. 488 с.

Петрология постгартцбургитовых интрузивов Кемпирсайско-хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал). Балькин П. А., Конников Э. Г., Кривенко А. П. и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 160 с.

Пушкарев Е. В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 296 с.

Пушкарев Е. В., Готтман И. А., Оливиновые клинопироксениты и израндиты (тылаиты) александровского и уфалейского метаморфических комплексов - фрагменты древней платиноносной ассоциации? // Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 215-219.

Пушкарев Е. В., Рязанцев А. В., Готтман И. А. и др. Анкармиты – новый тип магнезиальных, высококальциевых примитивных расплавов в Магнитогорской островодужной зоне на Южном Урале // Докл. Ак. наук. 2018. Т. 479. № 4. С. 433–437.

Пыстин А. М., Пыстина С. Н., Ленных В. И. Изменения химического и минерального состава габброидов при метаморфизме (западный склон Южного Урала) // Щелочные, основные и ультраосновные комплексы Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С. 41–54.

Симонов В. А., Пучков В. Н., Приходько В. С. и др. Физико-химические условия кристаллизации дунитов Нижнетагильского платиноносного массива (Средний Урал) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 6. С. 1106—1134.

Ферштатер Г. Б., Пушкарев Е. В. Магматические клинопироксениты Урала и их эволюция // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 3. С. 13-23.

Ферштатер Г. Б., Пушкарев Е. В. Нефелинсодержащие тылаиты в дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Платиноносного пояса Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 4. С. 74-84.

Batanova V. G., Pertsev A. N., Kamenetsky V. S. et al. Crustal Evolution of Island-Arc Ultramafic Magma: Galmoenan Pyroxenite–Dunite Plutonic Complex, Koryak Highland (Far East Russia) // J. Petrol. 2005. Vol. 46. 7. P. 1345–1366.

Barsdell M., Berry R. F. Origin and evolution of primitive island-arc ankaramites from Western Epi, Vanuatu // J. Petrol. 1990. Vol. 31. P. 747–777.

Della-Pasqua F. N., Varne R. Primitive ankaramitic magmas in volcanic arcs: a melt-inclusion approach // Can. Mineral. 1997. Vol. 35. P. 291-312.

Green D.H., Schmidt M.W., Hibberson W.O. Island-arc ankaramites: primitive melts from fluxed refractory lherzolitic mantle // J. Petrol. 2004. Vol. 45. № 2. P. 391–403.

Himmelberg G.R., Loney R.A. Characteristics and petrogenesis of alaskan-type ultramafic-mafic intrusions, Southeastern Alaska. Reston: United States Geological Survey (USGS), Professional Paper. 1995. 47 p.

Irvine T.N. Bridget Cove volcanics, Juneau are, Alaska: possible parental magma of Alaskan-type ultramafic complexes // Carnegie Institute Year-Book-72. 1973. P. 478-491.

Irvine T.N. Petrology of the Duke Island ultramafic complex Southeastern Alaska. The Geological Society of America. Memoir 138, Ontario. 1974. 176 p.

Kamenetsky V.S., Park J-W., Mungall J.E., Pushkarev E.V., Ivanov A.V., Kamenetsky M. B., Yaxley G.M. Crystallization of platinum-group minerals from silicate melts: Evidence from Cr-spinel–hosted inclusions in volcanic rocks // Geology. 2015. Vol. 43. 10. P. 903–906.

Krause J., Brugmann G.E., Pushkarev E.V. Accessory and rock forming minerals monitoring the evolution of zoned mafic-ultramafic complexes in the Central Ural Mountains // *Lithos*. 2007. Vol. 95. P. 19-42.

Medard E., Schmidt M.W., Schiano P. et al. Melting of amphibole-bearing wehrlites: an experimental study on the origin of ultra-calcic nepheline-normative melts // *J. Petrol.* 2007. Vol. 47. № 3. P. 481–504.

Mossman D.J. High-Mg arc-ankaramitic dikes, Greenhills complex, Southland, New Zealand // *Can. Mineral.* 2000. Vol. 38. P. 191-216

Nixon G.T., Geo H., Hammack J. L., et al. Geology and platinum group element mineralization of Alaskan-type ultramafic-mafic complexes in British Columbia. Bulletin 93. British Columbia Ministry of Employment and Investment, Energy and Minerals Division, Geological Survey Branch. 1997. 142 p.

#### **ANKARAMITES - THE KEY TO UNDERSTANDING THE GENESIS OF THE DUNIT-CLINOPYROXENITE-GABBRA COMPLEXES OF THE URAL-ALASKAN TYPE**

E.V. Pushkarev<sup>1</sup>, I.A. Gottman<sup>1</sup>, V.S. Kamenetsky<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, pushkarev@igg.uran.ru

<sup>2</sup>University of Tasmania, Hobart, Australia

Data on the liquidus association of phenocrysts and on the composition of the matrix of effusives are given. According to the data obtained, the conclusion was drawn that the ankaramites studied can be attributed to the primary island arc melts, which were not subject to essential differentiation. This type of effusives has not been distinguished previously among island arc volcanogenic formations of the Urals. It is shown that ankaramites can be considered to be primary melts parental for dunite-clinopyroxenites-gabbro complexes of Ural-Alaskan type. The occurrence of ankaramites in the Paleozoic island arc formations of the Urals indicates the wehrlite composition of the mantle as the reason for the extremely wide development of wehrlites and clinopyroxenites in different mafic-ultramafic complexes of the Urals.

\*\*\*\*

## СТРУКТУРНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СУЛЬФИДОВ В ПОРОДАХ ПОДОШВЫ ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО РАССЛОЕННОГО МАССИВА

И.В. Пшеницын<sup>1</sup>, А.А. Арискин<sup>1,2</sup>, Д.В. Корост<sup>1</sup>, А.Н. Хомяк<sup>1</sup>, Г.С. Николаев<sup>2</sup>, И.В. Кубракова<sup>2</sup>, О.А. Тютюнник<sup>2</sup>, С.Н. Соболев<sup>1</sup>

<sup>1</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, lotecsi@gmail.com

<sup>2</sup>ГЕОХИ РАН, Москва, Россия

**Введение.** В Йоко-Довыренском расслоенном интрузиве (Сев. Прибайкалье, Россия) представлен широкий спектр сульфидных руд и минерализованных пород (Арискин и др. 2015; Толстых и др. 2008; Ariskin et al. 2016) Массивные и вкрапленные медно-никелевые сульфидные руды Байкальского месторождения приурочены к приподошвенной части массива и связаны с силлами и апофизами из нижней части магматической камеры (Кислов, 1998). Данные тела состоят преимущественно из оливиновых габброноритов - продуктов кристаллизации довыренских магм — более фракционированных относительно закалочных и придонных пород массива. В этих породах выявлены образцы с различными типами сульфидной минерализации. Нами было выделено 4 главных разновидностей: 1 - пикродолериты с небольшими (до 15 мм) обособленными округлыми сульфидными каплями, которые окружены гало из мелковкрапленных сульфидов; 2 - оливиновые габбронориты с сульфидными каплями более неправильной формы и интерстициальной сульфидной вкрапленностью; 3 - оливиновые габбронориты с каплями неправильной формы, переходящими в сидеронитовую вкрапленность; 4 - сидеронитовые руды в богатых кумулятивным оливином габброноритах.

**Методы исследований.** При изучении данных пород было использовано три основных подхода. Закономерности трехмерного распределения сульфидов в объеме пород устанавливались при помощи методов рентгеновской компьютерной томографии (далее КТ) на двух приборах - PKT-180 (Геологика, Новосибирск) и SkyScan-1172 (Bruker, Германия). При петрографических исследованиях в отраженном и проходящем свете (включая получение панорамных изображений) использовался микроскоп Zeiss Axioskop 40 Pol. Определение состава силикатных и сульфидных фаз проводилось в лаборатории локальных методов исследования вещества (МГУ) на электронном микроскопе JSM-6480LV. Для оценки средневзвешенного состава сульфидных капель использовались методы элементного картирования и средства Adobe Photoshop 5.1. Определения содержаний халькофильных элементов и концентрации ЭПГ проводились в ГЕОХИ РАН.

**Результаты компьютерной томографии.** Изучение образцов методом КТ проводилось в два этапа (Корост и др. 2017). На первом этапе съемки образцы сканировались на томографе РКТ-180 с разрешением 100-200 мкм. Эти данные были использованы для реконструкции объемного распределения сульфидов в образцах размером до 10x20 см, а также для выбора наиболее представительных образцов, более детальное изучение которых было выполнено на следующем этапе. На втором этапе работ из образцов выбуривались 10- и 15-мм цилиндры. В результате их съемки на сканере SkyScan-1172 были получены стеки данных с разрешением около 3 мкм.

Используя данную методику, мы идентифицировали множество каплеобразных глобул размером до 7-8 мм внутри пикродолерита. Все они выглядят полностью изолированными, поэтому каждую из них можно рассматривать как отдельную закрытую систему. На основании этих данных самая большая капля в образце была тщательно выбрана для дальнейших исследований. КТ-исследование этой капли с разрешением 3 мкм позволило установить, что основной приплюснутый сфероид окружен ореолом рассеянных сульфидов (рис. 1а). Дальнейшие КТ-исследования оливиновых габброноритов позволили установить, что с нарастанием объемного содержания сульфида в образцах (от 0.7% до 27% в сидеронитовых рудах) повышается его связанность (от 25% до 95%). Сульфидные капли при этом становятся все более неправильной формы (рис. 1бв), рядом с ними появляются участки сидеронитовой структуры (рис. 1в), вплоть до образования связной сети в поровом пространстве кумулуса в собственно сидеронитовых рудах (рис. 1г).

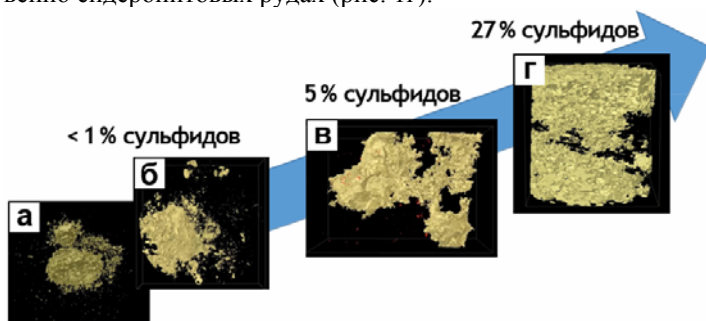


Рис. 1. Последовательные изменения морфологии и структуры высокоминерализованных пород параллельно с увеличением количества сульфида.

а – капли из пикродолеритов; б – капли из оливиновых габброноритов; в – капли, переходящие в сидеронитовую вкрапленность в оливиновых габброноритах; г – сидеронитовая руда



Средний состав сульфидных капель в пикродолеритах оценивался на основании данных о среднем химическом составе сульфидных минералов и относительных пропорциях этих фаз. Используя средние химические составы каждой фазы по данным микрозондового элементного картирования и рассчитанные в программе Adobe Photoshop площадные соотношения, эти данные пересчитывались на отношения S, Fe, Ni, Co и Cu в сульфиде для каждого из срезов данной капли. Большое количество изученных сечений позволило получить надежную оценку состава всей капли, который аппроксимирует исходный протосульфидный расплав. При этом установлены важные отличия состава основной капли и окружающего гало, которое систематически (по всем срезам) оказалось более медистое и менее никелистое (рис. 2)

**Геохимия «100%-сульфидов».** Интерпретация геохимических трендов может дать представление об эволюции несмешивающихся сульфидных жидкостей в Довыренской камере. Результаты нормализации концентраций ЭПГ к массе сульфидов в изученных породах и рудах (так называемый пересчет на 100% сульфида) приведены на рис. 3. На этих диаграммах видно, что рассматриваемые типы минерализованных пород образуют схожий тренд положительных ковариаций Cu, Pt, Pd, Au и Te. Наиболее богатые этими элементами сульфиды из пикродолерита-капельника. Напротив, 100%-сульфиды в сидеронитовых рудах наиболее обеднены PGE при нормировании на массу сульфидного материала. Другие типы минерализованных пород (капли в оливиновых габброноритах) характеризуются промежуточными составами (рис. 3). Интересно, эта общая геохимическая тенденция коррелирует с изменениями в морфологии сульфидов и структур пород, установленных ранее (см. рис. 1)

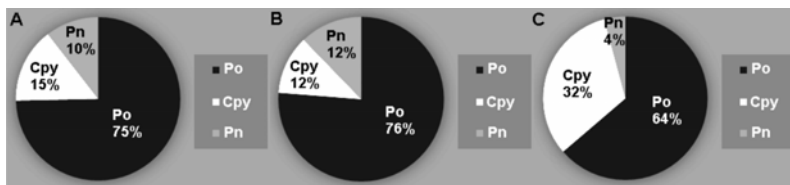


Рис. 2. Минеральный состав всего каплеобразного образования (А), основной капли (В) и окружающего сульфидного гало (С).

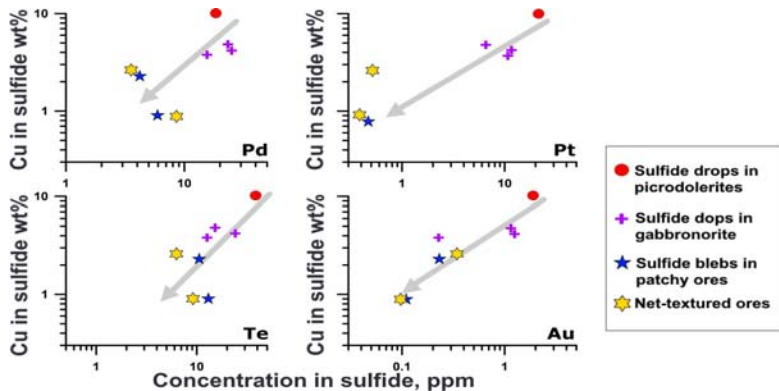


Рис. 3. Ковариации Te, Cu, Pt, Pd в 100%-ном сульфиде в минерализованных породах из нижней части Йоко-Довыренского массива

**Выводы.** Установлено, что разнообразие сульфидоносных пород из основания Довыренавыстраивается в последовательность структурно-морфологических типов, отвечающих разным стадиям накопления в породах сульфидных расплавов, вероятно, как результат прогрессирующей сульфидной ликвации в кумулюсной системе. Показано, что выделенные типы демонстрируют закономерные ковариации содержаний Cu, Pt, Pd, Au и Te, которые можно связать с разными стадиями силикатно-сульфидной несмесимости в интеркумулусе изученных пород. Сульфиды из пикродолеритов имеют близкую к сфере форму. Это может свидетельствовать об их закалке почти одновременно с пикритовой магмой. Сульфидное гало этих образований имеет более медистый состав, и было сформировано за счет локальной миграции поздней медистой жидкости в окружающую силикатную матрицу. Валовые составы пород, пересчитанные на 100%-сульфид, свидетельствуют о том, что эти капли исходный богатый платиноидами протосульфидный расплав.

*Выполнено при финансовой поддержке РФФ (грант № 16-17-10129).*

Арискин А.А., Николаев Г.С., Данюшевский Л.В. и др. Новый тип малосульфидной ЭПГ-минерализации в примитивных троктолитах Йоко-Довыренского расслоенного массива // Материалы XII Всероссийского Петрографического совещания (Петрозаводск-2015), 2015, с. 289-291.

Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Уде: БНЦ СО РАН, 1998. – 265 с.

Корост Д.В., Арискин А.А., Пшеницын И.В. и др. Компьютерная томография как инструмент исследований платинометаллических анор-

тозитов Йоко-Довыренского расслоенного массива // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал. Улан-Удэ, 2017. С. 162-165

Толстых Н.Д., Орсов Д.А., Кривенко А.П., Изох А.Э. Благороднометаллическая минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы. Новосибирск: Параллель, 2008. 194 с.

Ariskin A.A., Kislov E.V., Danyushevsky L.V. et al. Cu-Ni-PGE fertility of the Yoko-Dovyren layered massif (Northern Transbaikalia, Russia): thermodynamic modeling of sulfide compositions in low mineralized dunite based on quantitative sulfide mineralogy // Mineral. Dep. 2016. Vol. 51. P. 993-1011.

### **STRUCTURAL AND GEOCHEMICAL SULFIDE EVOLUTION IN THE ROCKS FROM THE BOTTOM PART OF THE YOKO-DOVYREN LAYERED MASSIF**

I.V. Pshenitsyn<sup>1</sup>, A.A. Ariskin<sup>1,2</sup>, D.V. Korost<sup>1</sup>, A.N. Khomyak<sup>1</sup>, G.S. Nikolaev<sup>2</sup>,  
I.V. Kubrakova<sup>2</sup>, O.A. Tyutyunnik<sup>2</sup>, S.N. Sobolev<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Moscow State University, Moscow, Russia, ariskin@rambler.ru

<sup>2</sup>Vernadsky Institute, Moscow, Russia

We present data about probable evolution of immiscible sulfide liquid accumulated in the bottom part of the Yoko-Dovyren layered massif in Southern Siberia. Based on petrography and sulfide morphology, four main rock types were specified, which vary from the picrodolerite with sulfide drops to a diversity of net-textured ores within olivine cumulates. Samples were studied using traditional mineralogical and petrographic methods, as well as those of the X-ray computed tomography. The CT-studies indicate successive changes in the morphology and textures of highly mineralized rocks in parallel to the increase in the amount of sulfides. Results of normalization of PGE concentrations to the mass of sulfides in the rocks and ores producing 100%-sulfide compositions) manifest that all mineralized rocks follow similar trends of positive co-variations of Cu, Te, Pt and Pd. The combination of the CT and geochemical data manifest a unified evolution of a prosulfide liquid in these rocks, marked by structural and geochemical features. In addition, we have estimated the average bulk composition of a large drop surrounded by a halo of disseminated sulfides in basal picrodolerite. Marked differences were found between the bulk composition of the main spheroid and that of the surrounding halo. The latter one was found to be more copper-rich (up to 12 wt.%) and depleted in Ni and Fe, of 5% and 7% correspondingly. This data, coupled with results of the CT-studies, may be considered as indication that Cu-rich residual sulfide liquids could migrate out from the protosulfide precursor (at a distance of several mm), leaving behind MSS-enriched sulfide residues.

\*\*\*\*

## НОВЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ПО РАСТВОРИМОСТИ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ (Au,Pt) В ВИДЕ КАРБЕНИЛОВ ПРИ P=1-3 КБАР И T=900-1000 °C

А.Г. Симакин<sup>1,2</sup>, Т.П. Салова<sup>1</sup>, Е.В. Кислов<sup>3</sup>, В.Н. Девятова<sup>1</sup>, Б.Н. Гордейчик<sup>1</sup>, О.Ю. Шапошникова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия,  
salova@iem.ac.ru

<sup>2</sup>Институт физики Земли РАН, Москва, Россия, simakin@iem.ac.ru

<sup>3</sup>ГИН СО РАН, Улан-Удэ, Россия, evg-kislov@yandex.ru

Роль флюидной фазы в различных магматических и постмагматических процессах велика и бесспорна. В данном сообщении основное внимание сконцентрировано на переносе рудных и иных компонентов корового флюида в магму, и в кумулус в магматической камере. Основными компонентами флюида являются H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub>, значительные содержания имеют также хлор и сера. В зависимости от P-T условий и летучести кислорода в системе C-O-H-S появляются органические вещества, H<sub>2</sub>, CO, COS, CS<sub>2</sub>, различные хлор и сероорганические соединения. Нами экспериментально изучена растворимость платины и золота во флюиде CO-CO<sub>2</sub> при восстановительных условиях (Simakin et al., 2016; Simakin et al., 2019b). Установлено, что давление 100-300 МПа стабилизирует карбонил платины при близ-магматических температурах в 950°C. Найденная экспериментально растворимость платины во флюиде составляет 100-1000 ppm (см. рис.1, неопубликованные данные), что близко к рассчитанной по термодинамическим данным растворимости никеля в виде Ni(CO)<sub>4</sub> в этом флюиде при несколько большем давлении 500-1000 МПа (Simakin et al., 2015a).

Значительные объемы флюида генерируются в коре при региональном и контактном (на контакте с магмой) метаморфизме. Также, мощными источниками флюида являются зоны субдукции. Особую роль играют процессы коллизии континента и островной дуги на стадии деламинации океанической плиты и ее стремительного погружения с частью пород континентальной окраины в мантию (Simakin et al., 2015b). Особый режим дегазации в этом случае - быстрый рост давления при медленном нагреве, отличается по P-T условиям, как от плюмовых, так и от субдукционных. Обилие органики в осадках мелководных морей края континента ведет к формированию особых флюидов, которые задают специфику месторождений пасивных континентальных окраин (Chang et al., 2008).

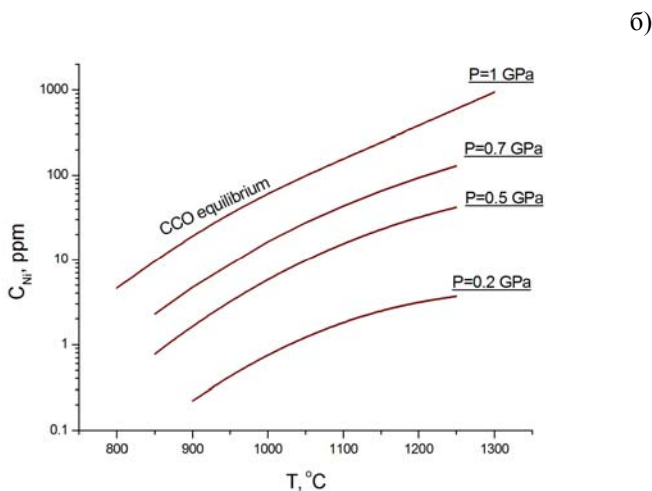
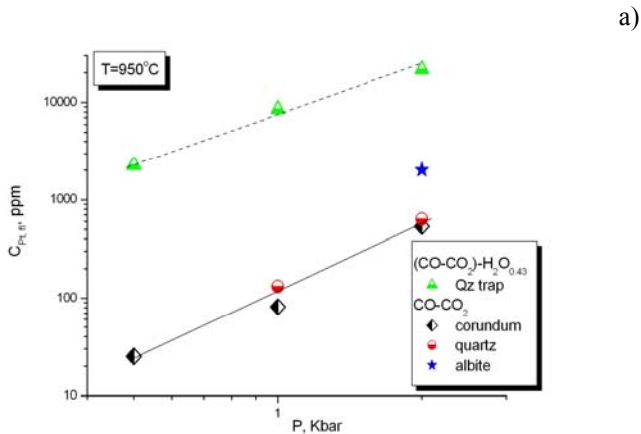
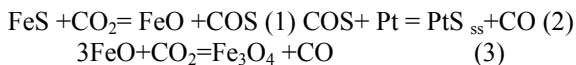


Рис. 1. Растворимость карбониллов во флюиде при различных условиях. а) Экспериментальные данные по растворимости карбонила платины (использован различный состав флюида). Верхние точки - флюид  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}-\text{CO}_2$ , нижние точки -  $\text{CO}-\text{CO}_2$  с различными флюидными ловушками (состав указан в легенде), около буфера  $\text{CCO}$ . б) Растворимость  $\text{Ni}(\text{CO})_4$  (данные термодинамического расчета), летучесть кислорода и содержание  $\text{CO}$  контролируются буфером  $\text{CCO}$ .

Выделяющийся флюид имеет тенденцию к неоднородному распределению. Экспериментальное исследование перераспределения флюида при его объемной генерации в пористой среде показало, что выделяющийся флюид формирует горизонтальные слои, которые со временем связываются вертикальными разрывами (Bons, Milligen, 2001). В результате, флюид перемещается к верхней границе и покидает пористую среду. Такие глубинные флюидные резервуары, в конечном счете, могут послужить глубинным компонентом нефтей, обогащенных никелем и золотом. Магма, пересекая эти флюидные резервуары, может стать «рудной».

При реакциях дегидратации и декарбонизации в коре и мантии выделяются  $H_2O$  и  $CO_2$ , которые являются сильными окислителями. В связи с этим, субдукционные магмы, образующиеся главным образом, в результате плавления под действием флюида (в отличие от декомпрессионных магм плюмового происхождения) содержат железо в степени окисления отвечающего  $fO_2$  около QFM+2-3. Флюиды системы C-O-H при реакции с минералами, содержащими закисное железо (главным образом фаялит в оливине и FeS) восстанавливаются.

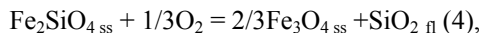
Нами экспериментально изучена реакция троилита с флюидами  $CO_2$  и  $CO_2-H_2O$  при  $T=950^\circ C$  и  $P=200$  МПа.



В результате реакции (1) троилита с  $CO_2$  получается COS, что подтверждается термодинамическими расчетами. Однако, методом Микро-Рамановской спектроскопии серы в реакционном флюиде обнаружить не удалось, т.е. ее содержание во всех формах меньше предела обнаружения в несколько мол.%. Это объясняется тем, что опыты проводились в платиновых ампулах, а платина обладает большей халкофильностью, чем железо и согласно реакции (2) образует сульфид как компонент твердого раствора в троилите. Вюстит, продукт реакции (1) реагирует с  $CO_2$  с образованием магнетита и CO. Общее содержание CO, образовавшегося в результате реакций (2,3), составило до 20 мол.% согласно исследованиям флюида, захваченного во флюидной ловушке. Это содержание близко к пределу, задаваемому буфером CCO. При таком содержании CO происходит эффективное растворение и кристаллизация из флюида платины и сплавов, приближающихся по составу к изоферроплатине.

Согласно термодинамическим расчетам (Simakin et al., 2019a) высокое содержание CO во флюиде достигается также при реакции

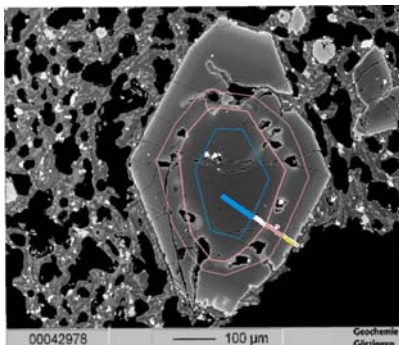
флюида состава  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  с оливином при низкой активности кремнезема во флюиде характерной для Йоко-Довыренского (С. Прибайкалье) расслоенного массива. Летучесть кислорода буферруется реакцией:



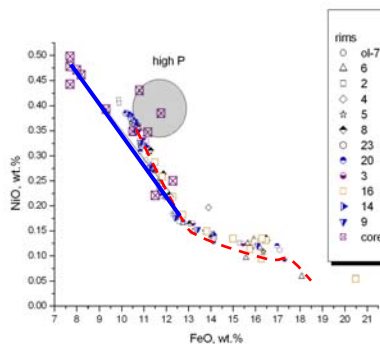
где в левой части уравнения твердый раствор фаялита, а в правой магнетитовый компонент шпинели. В этом равновесии не важно каково соотношение  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  в исходном флюиде. Однако, оно косвенно влияет на летучесть кислорода через активность кремнезема. В Йоко-Довыренском массиве низкая активность кремнезема буферруется наличием доломитов на контактах и магнезиальных скарнов внутри интрузива. Повышенная магнезиальность оливина может служить признаком перекристаллизации, сопровождающейся окислением железа. В процессе реакции с флюидом также формируются особые тренды составов шпинелей.

Важно найти проявления глубинного флюидно-магматического взаимодействия в современных вулканических системах. Наблюдения флюидов на поверхности малоинформативны. Большой интерес представляет анализ состава магматических минералов из продуктов извержений и включений в них. Нами были изучены оливины из высоко-Mg средне-K андезито-базальтов Шивелуча возраста  $7600^{14}\text{C}$  лет (Gordeychik et al., 2018). На начальном этапе была предложена чисто диффузионная схема формирования состава оливина: все оливины были высокомагнезиальными из исходных базальтов, ядра промежуточных составов образуются за счет диффузионного обмена высокомагнезиальных оливинов и более железистого расплава.

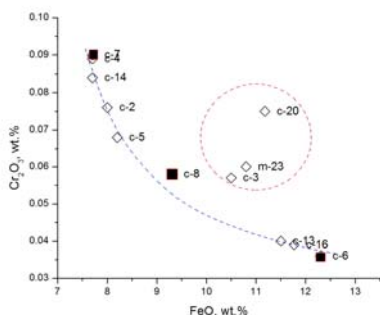
Более детальный анализ позволяет уточнить предложенную схему. Были проделаны термодинамические расчеты равновесий с оливином с помощью программы MELTS. Установлено, что из расплава состава андезито-базальта, источника исследованных оливинов, эта фаза практически не кристаллизуется. Оливин является проходной фазой при низкой летучести кислорода QFM,  $\text{C}_{\text{H}_2\text{O}}=3 \text{ wt.}\%$ , в интервале температур  $1250-1200^\circ\text{C}$  предсказывается до 3 мас.% оливина. При том же содержании воды и летучести кислорода QFM+2 оливина не ожидается. Значительное количество оливина (до 10 мас.%) кристаллизуется из базальта с составом тефры извержения  $3600^{14}\text{C}$ , который присутствует в магматической системе вулкана Шивелуч и, видимо, является одной из составных частей андезито-базальта извержения  $7600^{14}\text{C}$ . При этом высокую магнезиальность ( $\text{Fo}_{92}$ ) имеют лишь первые 0.5 об.% кристаллов. Оливин равновесен в широком диапазоне температур  $1350-1050^\circ\text{C}$ . Из расплава с малым



а)



б)



в)

Рис. 2 Оливины вулкана Шивелуч. а) BSE изображение оливина с магниальным ядром (Fo<sub>91.7</sub>) O15 (диффузионное время 173 дня). б) NiO-FeO, прямая сплошная линия отражает тренд составов ядер кристаллов, связанный со смешением. Пунктирная линия общий для всех кристаллов тренд составов кайм обрастания. в) Тренд в координатах Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-FeO (c – core, m – mantle).

содержанием воды первым кристаллизуется Crx, поскольку в составе расплава много кальция. Для кристаллизации оливина первым (условие высокой магниальности) требуется достаточно высокое содержание воды - около 3 мас.%, при летучести кислорода QFM+2 оливин кристаллизуется вместе со шпинелью, как и в природе. Из этих расчетов вытекает, что андезито-базальт центра извержения является продуктом смешения базальтовой и более кислой магмы. В пользу этой интерпретации говорят также данные состава ядер оливинов. Составы ядер оливинов в координатах Fo - Ni ложатся на прямую линию от наиболее магниальных до наиболее железистых, что отвечает процессу смешения. В зоне роста, образовавшейся перед извержением в процессе смешения, образуются многочисленные расплавно- флюидные включения (см. рис. 2а).

Тренд состава ядер в координатах Cr-Fe нелинейный и также отвечает смешению, сопровождающемуся кристаллизацией шпинели-



ли. Скорость диффузии хрома много меньше, чем железа, и при диффузионном происхождении тренд должен быть выпуклым, а не вогнутым. Часть ядер кристаллов имеет повышенные содержания никеля (над прямой смешения, см. рис. 2б), фосфора и (или) хрома (над кривой смешения-с фракционной кристаллизацией, см. рис. 2в). Хром и никель являются типичными совместимыми элементами, которые при фракционной кристаллизации быстро вычерпываются, а фосфор напротив накапливается в расплаве до появления апатита. Всплеск содержаний P, Ni и Cr можно объяснить поступлением окисленного флюида из вмещающих пород при смешении магм. С внедрением восстановленного углерод и серосодержащего флюида из вмещающих пород связывается образование сульфидных руд в дунит-пироксенитовом кумулятивном комплексе, образовавшемся в субдукционной обстановке у северо-западного побережья США (Thakurta et al., 2008). Этот флюид вызвал изменение летучести кислорода с типичного для субдукционных магм уровня QFM+2 до ниже QFM (наличие графита, буфер CCO). Содержание никеля в оливине резко упало (до 0.01 мас.% NiO) в связи с отделением сульфидов.

Таким образом, можно ожидать скоплений как окисленного (исходного), так и восстановленного флюида в земной коре. Транспортная емкость флюида состава C-O-H-S велика как при высокой (хлориды, комплексы с серой), так и при низкой летучести (карбонилы и смешанные комплексы с CO и галогенами) кислорода. В связи с этим процесс образования «рудной» магмы в результате флюидно-магматического взаимодействия возможен в обоих случаях. Нижнекоровые резервуары флюида изучены слабо, что требует пристального внимания к ним в будущем.

*Исследование оливина было поддержано грантом DFG-РФФИ № 15-55-12040, а флюида CO-CO<sub>2</sub> грантом РФФИ № 18-05-00597.*

Bons P.D., van Milligen B.P. New experiment to model self-organized critical transport and accumulation of melt and hydrocarbons from their source rocks // *Geology*. 2001. Vol. 29. P. 919-922.

Chang Z., Large R.R., Maslennikov V. Sulfur isotopes in sediment-hosted orogenic gold deposits: Evidence for an early timing and a seawater sulfur source // *Geology*. 2008. Vol. 36. N 12; P. 971-974.

Gordeychik B., Churikova T., Kronz A. et al. Growth of, and diffusion in, olivine in ultra-fast ascending basalt magmas from Shiveluch volcano // *Scientific Reports*. 2018. V. 8. N 11775. P. 1-15.

Simakin A.G., Kislov E.V., Salova T.P. et al. Reduced CO<sub>2</sub> Fluid as an Agent of Ore-Forming Processes: A Case Study of Dolomite-

Replacement Skarns at the Yoko-Dovyren Massif // Petrology. 2019a. Vol. 27. N 1. P. 1–16.

Simakin A.G., Salova T.P., Gabitov R.I. et al. Gold Solubility in Reduced Carbon-Bearing Fluid // Geochem. Intl. 2019b. Vol. 57. N 4. P. 400–406.

Simakin A.G., Salova T.P., Gabitov R.I., et al. Dry CO<sub>2</sub>–CO fluid as an important potential deep earth solvent // Geofluids. 2016. Vol. 16. P. 1043–1057.

Simakin A.G., Konnikov E.G., Bukhtiyarov P.G., Shaposhnikova O.Yu. Eocene accretion in Kamchatka and spike of the mantle plume magmatism // Geochem. Intl. 2015a. Vol. 53. N 4. P. 341–357.

Simakin A., Salova T., Devyatova V., Zelensky M. Reduced carbonic fluid and possible nature of high K magmas of Tolbachik // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2015b. Vol. 307. P. 210–221.

Thakurta J., Ripley E.M. and Li C. Geochemical constraints on the origin of sulfide mineralization in the Duke Island Complex, southeastern Alaska // G3. 2008. Vol. 9 N 7. Q07003.

#### **NEW EXPERIMENTAL DATA ON SOLUBILITY OF NOBLE METALS (Au, Pt) IN THE FORM OF CARBONILS AT P = 1-3 Kbar AND T = 900-1000 °C**

A.G. Simakin<sup>1,2</sup>, T.P. Salova<sup>1</sup>, E.V. Kislov<sup>3</sup>, V.N. Devyatova<sup>1</sup>, B.N. Gordeychik<sup>1</sup>, O.Yu. Shaposhnikova<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Russia, salova@iem.ac.ru

<sup>2</sup>Schmidt Earth Physics Institute, Moscow, Russia, simakin@iem.ac.ru

<sup>3</sup>Geological Institute of the SB RAS, Ulan-Ude, Russia, evg-kislov@yandex.ru

Fluids in the mantle wedge and deep crust tend to be localized in the horizontal packages (deep reservoirs) and in the linear shear zones (fault zones), rather than being uniformly distributed. When porous fluids are crossed by the moving magma, they are activated (by the thermal and hydrofracturing) and penetrate the magma. The importance of carbon monoxide as an active component of reduced carbonic fluid is confirmed by new experimental results on platinum solubility at different pressures. In the reactions of dehydration and decarbonation in the crust and mantle are exuded H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub>, which are strong oxidants. In this regard, subduction magmas formed mainly as a result of melting under the action of a fluid (as opposed to decompression magmas of plume origin) contain iron in the oxidation state of the corresponding fO<sub>2</sub> about QFM+2-3.

\*\*\*\*

## УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ ИЗ ОФИОЛИТОВ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ: РОЛЬ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ И ПЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ

В.А. Симонов<sup>1,3,4</sup>, А.И. Чернышов<sup>2</sup>, А.В. Котляров<sup>1,4</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия,  
kotlyarov@igm.nsc.ru

<sup>2</sup>Томский национальный исследовательский государственный университет, Томск,  
Россия, aich@ggf.tsu.ru

<sup>3</sup>Новосибирский национальный исследовательский государственный университет,  
Новосибирск, Россия

<sup>4</sup>Казанский федеральный университет, 420008, Казань, Россия

Условия формирования гипербазитов привлекают внимание многочисленных исследователей и до настоящего времени не существует единой точки зрения на их генезис. Наиболее сложная ситуация с ультрабазитами из офиолитовых ассоциаций, в составе которых выделяются два главных типа ультраосновных пород: тектонизированные гипербазиты основания офиолитов и ультрамафиты расчлененной серии (Колман, 1979). Учитывая то, что дуниты присутствуют как среди ультраосновных пород основания офиолитов, так и в составе расчлененной серии, выяснение условий их формирования становится еще более сложным. При этом офиолитовые гипербазиты в ходе своей эволюции подвергаются воздействиям, часто приводящим к практически к полному замещению первичных структур и минеральных ассоциаций вторичными комплексами с явными признаками пластических деформаций. В результате гипербазиты, содержащие свежие неизмененные оливины, могут и не представлять исходный глубинный субстрат, а являться следствием процессов перекристаллизации при движении уже в коровых условиях.

Таким образом, история развития гипербазитов после их глубинной кристаллизации не заканчивается и им предстоит пройти сложный путь. Прежде всего, они подвергаются процессам субсолидусной рекристаллизации. Затем, уже фактически в твердом состоянии, ультраосновные породы испытывают при высоких РТ параметрах пластическое течение при движении в верхние горизонты. В дальнейшем, на фоне снижения температур и давлений, и в ходе продолжающихся деформаций, на гипербазиты оказывают влияние процессы, заканчивающиеся серпентинизацией.

В целом, для выяснения условий генезиса офиолитовых гипербазитов, требуется специальный подход, а традиционные петролого-геохимические и минералогические методы вряд ли дадут возможность однозначно решить проблемы магматических и деформационных систем при их кристаллизации. Большую помощь в расшифров-

ке параметров формирования ультрабазитов на магматогенном этапе могут оказать исследования расплавных включений в хромшпинелидах, успешно использованные нами в случае дунитов из офиолитовых ассоциаций Южной Тувы и Западного Саяна (Симонов и др., 2009; Добрецов и др., 2017), а также из других ультраосновных массивов Сибири и Урала (Симонов и др., 2011, 2016, 2017). При этом, для выяснения характеристик последующих процессов развития гипербазитов необходимы изучение составов минералов и петроструктурный анализ.

**Магматический этап.** Исследования расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Среднетерсинского массива выполнены в Лаборатории геодинамики и магматизма ИГМ СО РАН. Эксперименты при высоких температурах проводились с учетом того, что хромшпинелиды из ультраосновных пород практически не прозрачны и невозможно вести наблюдения за находящимися в них включениями в ходе нагрева. В связи с этим была применена особая методика опытов с использованием микрокамеры на основе силитового нагревателя (Симонов и др., 2011).

Детальные исследования всех типов ультраосновных пород (дуниты, гарцбургиты, верлиты) из офиолитов Кузнецкого Алатау показали, что только в случае дунитов Среднетерсинского массива удалось найти расплавные включения в хромшпинелидах. Были изучены первичные включения (10-60 мкм), после высокотемпературных экспериментов содержащие стекло, кристаллические (преобладают кристаллики оливина) и флюидные фазы. Наличие первичных расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов прямо свидетельствует об участии расплавов при формировании этих пород.

Исследования расплавных включений в хромшпинелидах позволили установить состав расплавов, из которых формировались дуниты из офиолитов Кузнецкого Алатау. Было выяснено, что большую роль играли пикритовые магмы с содержаниями MgO до 24-28 мас. %. Эти данные послужили основой для определения P-T-параметров магматических процессов с помощью расчетного моделирования с использованием нескольких хорошо известных программ: PETROLOG (Danyushevsky, Plechov, 2011), COMAGMAT (Арискин, Бармина, 2000), PLUTON (Лавренчук, 2004). В результате оказалось возможным не только оценить температуру и давление, но и рассмотреть особенности эволюции расплавов при формировании дунитов.

Прежде всего, было выяснено, что рассмотренные оливины из дунитов Кузнецкого Алатау формировались из пикритового расплава

в достаточно ограниченном диапазоне давлений (6.8-4.3 кбар). При этом они начинают кристаллизоваться в районе 1530°C и около 1220°C образование этого минерала практически прекращается. Фактически здесь устанавливаются параметры ликвидусной и субсолидусной кристаллизации дунитов. Ниже 1210°C кристаллизуется исключительно клинопироксен (который присутствует в рассмотренных дунитах), что показывает возможность формирования пироксенитов офиолитов Кузнецкого Алатау из расплава. В целом при снижении температуры и в ходе кристаллизации минералов происходило закономерное изменение состава расплава с падением MgO и ростом остальных химических компонентов при формировании оливина, сменившееся резким падением кальция при образовании клинопироксена.

В целом, расчетное моделирование на основе данных по составам расплавных включений в акцессорных хромшпинелидах с использованием трех независимых программ позволило установить ключевые параметры процессов магматогенного формирования дунитов из офиолитов Кузнецкого Алатау. Ликвидусная кристаллизация оливина из пикритового расплава происходила при температурах 1550-1530 °С и давлениях около 5.5 кбар. Солидус оливина – около 1220 °С. Кристаллизация хромшпинелидов – 1430-1250°С. Клинопироксены – 1220-1210°С.

**Этап рекристаллизации и минеральных равновесий при субсолидусных условиях.** После кристаллизации из расплава происходила субсолидусная рекристаллизация магматогенного оливинового субстрата. При расшифровке условий этого этапа большую помощь оказали минералогические термобарометры.

Нами неоднократно проводились расчеты по оливин-хромшпинелевым термометрам (Джексон, 1973; Fabries, 1979) температур твердофазовых равновесий в дунитах Среднетерсинского массива при субсолидусных условиях. В результате определены достаточно высокие интервалы температур, хорошо согласующиеся с данными по включениям в хромшпинелидах о завершении кумулятивной кристаллизации из расплава около 1220°C и характеризующие последующий этап субсолидусной рекристаллизации с установлением минеральных равновесий: 1165-975°C (Офиолитовая ассоциация ..., 1982), 1125-895°C и 1080-935°C (Ступаков и др., 1993), 1017-870°C (Ступаков, Симонов, 1997). Расчеты с использованием более современных подходов (Ballhaus et al., 1990) показали несколько более низкие параметры - 930-730 °С. В целом, установленный широкий интервал температур (1165-730 °С) свидетельствует о

сложных, возможно длительных, процессах установления твердофазовых равновесий после кристаллизации минералов дунитов из расплавов.

**Этап пластических деформаций и твердофазного течения.** Совместное использование петроструктурных и термобагеохимических методов позволило оценить параметры деформационных процессов внедрения гипербазитов Кузнецкого Алатау в земную кору. В оливинах из дунитов нами были найдены флюидные включения (5-10 мкм) сжиженных газов (метан, азот), связанные с системами внутрикристаллического скольжения в минералах, реализуемого предположительно в условиях верхней мантии при температурах около 1000°C (Офиолитовая ассоциация ..., 1982; Симонов, 1993). Образование этих флюидных включений происходило в ходе процессов деформации и течения материала гипербазитов главным образом с помощью миграции дислокаций при высоких параметрах. Движения дислокаций повышают проницаемость оливинов и перераспределяют связанные летучие. Мигрирующие дислокации, несущие флюид, накапливаются в более крупных дефектах (Гегузин, 1974; Вернон, 1980), образуя флюидные включения размерами в первые микроны. Включения высокоплотных сжиженных газов установлены ранее преимущественно в минералах высокометаморфизованных пород (Ермаков, Долгов, 1979), т.е. изученные нами в оливинах из дунитов флюидные включения являются фактически метаморфогенными образованиями. В целом, определив плотность сжиженных газов во включениях, оказалось возможным совместно с петроструктурными данными выяснить, что пластические деформации и твердофазное течение гипербазитов Кузнецкого Алатау на ранних этапах их мантийно-коровой эволюции осуществлялись при температурах до 800-1000°C и давлениях до 8-11.5 кбар (Симонов, 1993).

*Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН, при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации и договора № 14.У26.31.0029.*

Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, МАИК "Наука/Интерпериодика", 2000. 363 с.

Вернон Р.Х. Метаморфические процессы. М.: Недра, 1980. 226 с.

Гегузин Я.Е. Очерки о диффузии в кристаллах. М.: Наука, 1974. 250 с.

Джексон Е.Д. Вариации составов сосуществующих хромита и оливина в хромитовых зонах комплекса Стилуотер // Магматические рудные месторождения. М., Недра, 1973, с. 43-67.

Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Кулаков И.Ю., Котляров А.В. Проблемы фильтрации флюидов и расплавов в зонах субдукции и общие вопросы теплофизического моделирования в геологии // Геология и геофизика, 2017. Т. 58. № 5. С. 701-722.

Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 271 с.

Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 264 с.

Лавренчук А.В. Программа для расчета внутрикамерной дифференциации основной магмы «PLUTON» // Тез. докл. Второй Сибирской междунар. конф. молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск, 2004. С. 105-106.

Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау (на примере Среднетерсинского массива) / Гончаренко А.И., Кузнецов П.П., Симонов В.А., Чернышев А.И. Новосибирск: Наука, 1982. 104 с.

Симонов В.А., Шелепаев Р.А., Котляров А.В. Физико-химические параметры формирования расслоенного габбро-гипербазитового комплекса в офиолитах Южной Тувы // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. Т. 2. С. 195-198.

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.

Симонов В.А., Пучков В.Н., Приходько В.С., Ступаков С.И., Котляров А.В., Карманов Н.С., Степанов А.С. Физико-химические параметры кристаллизации дунитов Нижнетагильского платиноносного массива (Средний Урал) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 6. С. 1106-1134.

Симонов В.А., Приходько В.С., Васильев Ю.Р., Котляров А.В. Физико-химические условия кристаллизации пород ультраосновных массивов Сибирской платформы // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. № 6. С. 70-93.

Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.

Ступаков С.И., Симонов В.А., Гора М.П. Минералогия офиолитов г. Становой Хребет (Среднетерсинский массив) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып.7. Рудоносность, минералогия. Новосибирск, 1993. С. 131-140.

Ступаков С.И., Симонов В.А. Особенности минералогии ультрабазитов - критерии палеогеодинамических условий формирования офиолитов Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 1997. Т.38. № 4. С. 746-755.

Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. Oxygen fugacity controls in the earths upper mantle // *Nature*. 1990. Vol. 348 (6300). P. 437–440.

Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu. Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2011. Vol. 12. N 7. Q07021. doi: 10.1029/2011GC003516.

Fabries J. Spinel-Olivine geothermometry in peridotites from Ultramafic Complexes // *Contr. Miner. Petrol*. 1979. Vol. 69. N 4. P. 329–336.

### **THE CONDITIONS FOR THE FORMATION OF ULTRABASITES FROM THE OPHIOLITES OF THE KUZNETSK ALATAU: THE ROLE OF MAGMATIC SYSTEMS AND PLASTIC DEFORMATIONS**

V.A. Simonov<sup>1,3,4</sup>, A.I. Chernyshov<sup>2</sup>, A.V. Kotlyarov<sup>1,4</sup>

<sup>1</sup>Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, 630090, Novosibirsk, Russia, kotlyarov@igm.nsc.ru

<sup>2</sup>Tomsk National Research State University, Tomsk, Russia, aich@ggf.tsu.ru

<sup>3</sup>Novosibirsk National Research State University, 630090, Novosibirsk, Russia

<sup>4</sup>Kazan Federal University, 420008, Kazan, Russia

Studies of melt inclusions in chrome spinel has allowed to establish the composition of the melts from which the dunites formed from ophiolites of Kuznetsk Alatau. It was found that picrite magmas with MgO content up to 24–28 wt. % played an important role. These data served as the basis for determining the PT parameters of magmatic processes

\*\*\*\*

### **РЕСТИТОВЫЕ УЛЬТРАБАЗИТЫ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ): МИНЕРАЛОГИЯ И ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА**

Е.В. Складаров<sup>1</sup>, А.В. Лавренчук<sup>2</sup>, Е.В. Пушкарев<sup>3</sup>, В.С. Федоровский<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, skl@crust.irk.ru

<sup>2</sup>Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, alavr@uiggm.nsc.ru

<sup>3</sup>Институт геологии и геохимии УРО РАН, Екатеринбург, Россия, pushkarev.1958@mail.ru

<sup>4</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия, valentinfedorovskii@mail.ru

Ольхонский террейн представляет собой коллаж субтеррейнов, микротеррейнов, пластин различной природы, сформированный в процессе фронтальной и косой коллизии структур Палеоазиатского океана к Сибирскому кратону (Федоровский, Складаров, 2010). Наряду с разнообразными массивами базитового и базит-ультрабазитового состава (Грудинин, Меньшагин, 1979, Павленко, 1983) в пределах террейна присутствуют небольшие массивы и блоки ультрабазитов, которые интерпретируются как реститовые (Мехоношин и др., 2013).



Тела ультрабазитов размером от первых десятков до сотен метров, имеют линзообразную или округлую форму и залегают конформно по отношению к вмещающим метаморфическим толщам. Особенностью ультрабазитов является несоответствие небольших размеров тел «свежести» ультрабазитов. Минеральный и химический состав дунитов и гарцбургитов отвечает реститовым ультрабазитам (Грудинин, Меньшагин, 1979; Мехоношин и др., 2013), характерным для офиолитовых ассоциаций. Опыт изучения офиолитовых ультрабазитов в складчатых областях показывает, что даже в крупных массивах процессы вторичных изменений широко проявлены в краевых частях, а мелкие тела, сопоставимые по размерам с массивами Ольхонского террейна, часто сильно серпентинизированы. В изученных же ультрабазитах процессы серпентинизации не проявлены или проявлены крайне слабо. Учитывая гранулитовый и амфиболитовый уровень метаморфизма вмещающих толщ, было бы логично предположить, что ультрабазиты являются регенированными, однако составы минералов не соответствуют регенированным ультрамафитам.

Ультрабазитовые тела распространены, главным образом, в северо-восточной части Приольхонья (рис. 1). Размеры тел в большинстве случаев не превышают первых десятков метров, иногда составляя несколько метров, только два массива (Тог и Харикта) являются относительно крупными (более 500 м). Контакты ультрабазитов с вмещающими породами (гнейсы, амфиболиты, мраморы) резкие, обычно без признаков метасоматического взаимодействия и структурного или минерального преобразования ультрабазитов в зоне контакта. Нередко с ультрабазитами ассоциируют мелкозернистые гранат-пироксен-плаггиоклазовые породы, отсутствующие в породах рамы вне распространения ультрабазитов.

Изученные массивы сложены дунитами, гарцбургитами, реже верлитами, клинопироксенитами, а также шпинелевыми гарцбургитами и энстатититами. Последние не слагают отдельные тела, а ассоциируют с «нормальными» гарцбургитами в пределах нескольких небольших массивов. Минеральный состав ультрабазитов обычен для неизменных разновидностей за исключением обычного присутствия магнезиального хлорита (клинохлора), редко магнезиальной роговой обманки. Еще реже в них встречаются карбонаты – кальцит, доломит или магнезит. Железистость минералов полностью соответ-

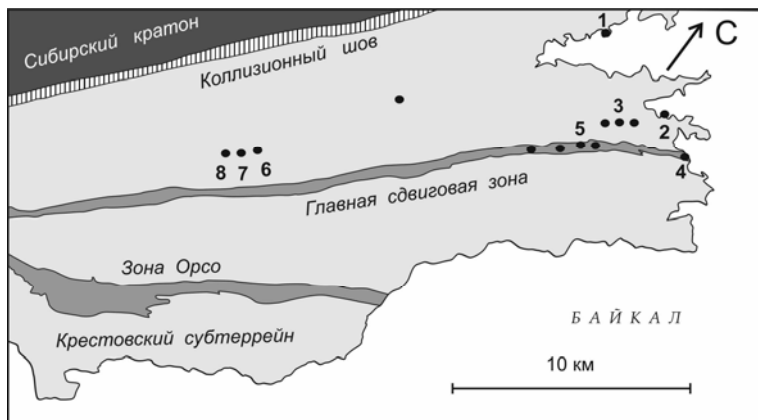


Рис. 1. Схема распространения реститовых ультрабазитов в северо-восточной части Приольхонья.

Черными кружками показаны ультрабазиты, цифрами обозначены изученные массивы: 1 – Шида, 2 – Баяр, 3 – Клинопироксенитовый, 4 – Сахюрта, 5 – Тог, 6-8 – Турпанье-1,-2,-3.

ствует типичным реститовым ультрабазитам: оливин ( $Fe_{8-10}$ ), энстатит ( $Fe_{9-11}$ ). Наибольшей вариабельностью составов характеризуются шпинелиды, среди которых присутствуют хромит, феррохромит, хроммагнетит, алюмохромит и безхромистая шпинель.

В дунитах, гарцбургитах и верлитах присутствует хромит, реже в краевых частях зерен встречается алюмохромит или феррохромит до хроммагнетита (рис. 2). Нередко фиксируется зональность, когда центральные части зерен представлены хромитом ( $\#Cr=0,60-0,80$ ,  $\#Al=0,14-0,25$ ), а краевые части – алюмохромитом ( $\#Cr=0,49-0,60$ ,  $\#Al=0,33-0,47$ ). Иногда на краях зональных зерен хромшпинелидов присутствуют в виде тонких кайм или мелких зерен хромиты, в которых соотношение трехвалентных катионов такое же как в центральных частях, но соотношение двухвалентных катионов соответствует более железистым разностям (рис. 3).

Исключение составляет массив Сахюрта, где у контакта с мраморами в ультрабазитах присутствует кальцит (до 30 мас.%), а шпинелид представлен только алюмохромитом ( $\#Cr=0,25-0,47$ ,  $\#Al=0,48-0,72$ ) с редким хроммагнетитом в краевых частях.

В клинопироксенитах шпинелиды представлены хромшпинелью, алюмохромитом и хроммагнетитом. Последний является наиболее поздним.

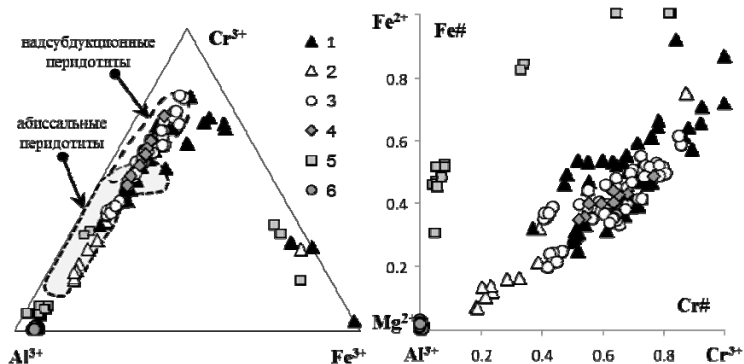


Рис. 2. Состав хромитов и шпинелей из ультрабазитов Ольхонского террейна

1 – дуниты; 2 – карбонатизированные дуниты; 3 – гарцбургиты; 4 – верлиты; 5 – клинопироксениты; 6 – шпинелевые гарцбургиты и энстатиты. Поля абиссальных и надсубдукционных перидотитов по (Barnes, Roeder, 2001; Dick, Bullen, 1984).

В серии мелких тел ультрабазитов в районе оз Турпань встречаются разности с безхромистой магниальной шпинелью (см. рис. 2), образующие участки или зоны среди гарцбургитов. Содержание шпинели может составлять 20-30 %.

Особенности минералогии ультрабазитов позволяют говорить, что перидотиты испытали глубокий метаморфизм эпидот-амфиболитовой или амфиболитовой фации, обусловивший переуравновешивание минеральных парагенезисов при температуре 500-600°C и давлении 4-5 кбар.

Предложенная в работе (Мехоношин и др., 2013) модель вовлечения ультрабазитов в структуру террейна из подстилающей офиолитовой пластины ничего не объясняет. Во-первых, присутствие такой подстилающей пластины, как и предлагаемая в статье ее обдукция на край Сибирского кратона, крайне маловероятны и не подтверждаются имеющимися геофизическими материалами и геодинамическими построениями. Во-вторых, совершенно непонятно – что же заставляет более плотные и тяжелые ультрабазиты внедряться на более высокие уровни коры, и почему в структуре террейна отсутствуют остальные фрагменты офиолитовой ассоциации, обычно слагающие преобладающий объем офиолитовых пластин. В пределах складчатых областей присутствие мелких тел ультрабазитов характерно для аккреционных призм или сутурных швов, разделяющих крупные геологические структуры. Наиболее логичным было бы

предположить, что преобладающая часть Ольхонского террейна (кроме Крестовского островодужного субтеррейна) представляет собой метаморфизованную аккреционную призму, включающую наряду с офиолитами фрагменты разнородных геологических структур, характеризующихся разным возрастом и составом протолитов (Donskaya et al., 2017). Поскольку в аккреционных призмах, во флюидонасыщенных условиях степень серпентинизации может быть очень высокой (Штенберг, Чашухин, 1977), логично предположить, что несерпентинизированные ультрабазиты Приольхонья являются регенирированными. Но этому противоречат состав минералов и структуры пород. При сохранившейся минеральной ассоциации реститовых ультрабазитов произошла реэквilibрация минеральных парагенезисов. Вовлечение неизмененных ультрабазитов в складчатую структуру происходило в глубинных частях коры при температуре выше поля устойчивости серпентина в условиях амфиболитовой или гранулитовой фаций. При этом минеральная ассоциация пород должна сохраняться, но составы породообразующих минералов переуравновешиваются в соответствии с новыми P-T условиями. Поскольку вертикальный транспорт ультрабазитов, обладающих отрицательной плавучестью (buoyancy), представляется крайне маловероятным, их вовлечение в структуру террейна могло происходить на начальной стадии коллизионного тектогенеза (фронтальная коллизия), при пологих надвигах. Сдвиговые деформации поздних этапов коллизии приводили к дезинтеграции несерпентинизированных ультрабазитов, их вовлечению в структуры метаморфических толщ, с которыми они испытывали совместные преобразования.

*Работа выполнена в рамках Государственных заданий ИЗК СО РАН, ИГМ СО РАН, ИГГ УРО РАН (АААА-А18-118052590029-6), ГИН РАН при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект 17-05-00203).*

Грудинин М.И., Меньшагин Ю.В. Ультрабазит-базитовые ассоциации раннего докембрия. Новосибирск, Наука, 1987, 150 с.

Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б., Михеев Е.И., Травин А.В., Юдин Д.С., Хлестов В.В., Хромых С.В. Реститивые гипербазиты в коллизионной системе ранних каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика, 2013. Т. 54. № 10. С. 1562-1582

Павленко Э.Ф. Особенности структурного положения гипербазитов Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 1983. № 5. С. 8-14.

Федоровский В.С., Скляр Е.В. Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и

геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика. 2010. № 4. С. 331-418.

Федоровский В.С., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Лавренчук А.В., Старикова А.Е., Добрецов Н.Л., Котов А.Б., Тевелев Арк.В. Аэрокосмическая геологическая карта Ольхонского региона (Байкал, Россия). 2017. Москва. Издание: Профессиональный Центр Копимастер.

Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М., Наука, 1977, 312 с

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepekina E.N., Cheong W., Kim J. Pre-collisional (N0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2017. Vol. 42. P. 243–263

Barnes, S.J., Roeder, P.L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // J. Petrol. 2001. Vol. 42. P. 2279–2302.

Dick, H.J.N., Bullen, T., Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. Vol. 86. P. 54–76.

#### **RESTITIC ULTRASBASITES OF THE OLKHON TERRAIN (WESTERN BAIKAL REGION): MINERALOGY AND PROBLEMS OF GENESIS**

E.V. Sklyarov<sup>1</sup>, A.V.Lavrenchuk<sup>2</sup>, E.V. Pushkarev<sup>3</sup>, V.S. Fedorovsky<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia, skl@crust.irk.ru

<sup>2</sup>Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia, alavr@uiggm.nsc.ru

<sup>3</sup>Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg, Russia, pushkarev.1958@mail.ru

<sup>4</sup>Geological Institute RAS, Moscow, Russia, valentinfedorovskii@mail.ru

Small ultramafic massifs (from a few meters to 500 m), represented by dunite, harzburgite, wherlite, clinopyroxenite, and spinel-bearing harzburgite and enstatite, are incorporated in the structure of the Olkhon terrain. Main rock-forming minerals are olivine (Fa<sub>8-10</sub>), and enstatite (Fs<sub>9-11</sub>), Mg-chlorite and Mg-hornblende also are present, serpentine is absent. Minerals of spinel group are represented by chromite, alumochromite, Cr-spinel and Cr-free spinel, as well as ferrochromite and Cr-magnetite. According to mineral chemistry, ultramafic rocks were re-equilibrated under conditions of low amphibolite facies. Possible mechanisms of ultramafic rock incorporation in the structure of the Olkhon terrain are discussed.

\*\*\*\*

## ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ МЕТААНОРТОЗИТОВ ЭКЛОГИТОВОГО КОМПЛЕКСА БЕРГЕН АРКС, ЮГО-ЗАПАДНАЯ НОРВЕГИЯ

С.Г. Скублов<sup>1,2</sup>, Л.И. Салимгараева<sup>2</sup>, А.В. Березин<sup>1,3</sup>, С.-Х. Ли<sup>4</sup>, Ч.-Л. Ли<sup>4</sup>,  
Е.С. Богомолов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия,  
skublov@yandex.ru

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия,  
fluoritecaf2@mail.ru

<sup>3</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,

<sup>4</sup>Институт геологии и геофизики Китайской академии наук, Пекин, Китай

Эклогитовый комплекс Берген Аркс, расположенный в Юго-Западной Норвегии, является эталонным примером перехода гранулит→эклогит. Развитие эклогитов происходит по разломам и сдвиговым зонам, определяющим инфильтрацию флюида в «сухой» протолит гранулитовой фации метаморфизма. Петрологии эклогитов комплекса Берген Аркс посвящены десятки работ, большая часть из которых связана с именем Х. Аустрхейма. Геохронологические данные для пород комплекса, особенно для протолита эклогитов – метаанортозитов, весьма ограничены и отличаются разбросом значений (Boundy et al., 1997; Bingen et al., 2001a, b, 2004).

В настоящем сообщении приводятся результаты комплексного изотопно-геохимического исследования циркона из метаанортозитов (обр. 1801) комплекса Берген Аркс, отобранных авторами вблизи контакта с зоной эклогитизации в северо-восточной части острова Холсной. Препарат с цирконом был изготовлен в ЦИИ ВСЕГЕИ, там же проведена его фотодокументация на оптическом и электронном микроскопе. Датирование циркона U-Pb методом и определение изотопного состава кислорода выполнены на ионных микрозондах Cameca-1280-HR и Cameca-1280, соответственно, в Институте геологии и геофизики (IGGCAS) по стандартным методикам. Содержание редких и редкоземельных элементов в цирконе определено в тех же участках циркона на ионном микрозонде Cameca-IMS-4f в Ярославском филиале Физико-технологического института (ЯФ ФТИАН РАН). Кроме того, валовая проба метаанортозита и монофракции граната и клинопироксена из нее были продатированы Sm-Nd методом в Институте геологии и геохронологии докембрия (ИГГД РАН).

Значительная часть циркона из метаанортозитов отличается гетерогенным строением – центральная часть зерна с характерной для гранулитов мозаичной зональностью в серых тонах в CL окружена однородной краевой зоной переменной толщины (до 100 мкм), в ряде случаев секущей зональность центральной части (рис. 1).

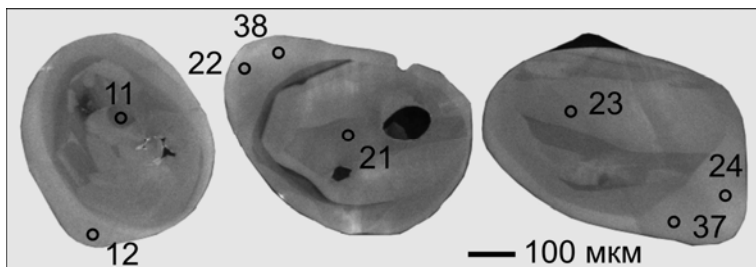


Рис. 1. Изображение циркона из метаанортозитов комплекса Берген Аркс в режиме катодолуминесценции (CL). Кружками отмечены точки анализа циркона на ионном микрозонде (U-Pb возраст, изотопный состав кислорода, редкие элементы). Анализ изотопного состава кислорода произведен в точках с небольшим смещением. Диаметр кратера ионного зонда составляет около 20 мкм. Все датированные точки циркона, включая как центральные, так и краевые зоны, образуют конкордантный кластер со значением возраста  $933 \pm 7$  млн. лет (рис. 2). Это значение возраста совпадает в пределах погрешности с временем проявления позднего свеко норвежского метаморфизма гранулитовой фации, определенного ранее методом ID-TIMS как  $929 \pm 1$  млн. лет для гранулитов комплекса Берген Аркс (Bingen et al., 2001b).

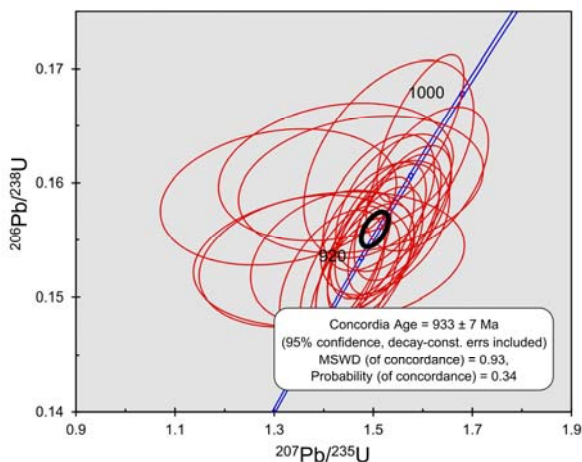


Рис. 2. График с конкордией для циркона из метаанортозитов комплекса Берген Аркс. Индивидуальные анализы ( $n = 31$ ) показаны эллипсами ошибок красного цвета. Рассчитанному конкордантному возрасту соответствует эллипс черного цвета.

Представительные результаты анализа редкоэлементного состава циркона, в тех же точках, что и определение U-Pb возраста, приведены на рис. 3 и в табл. 1.

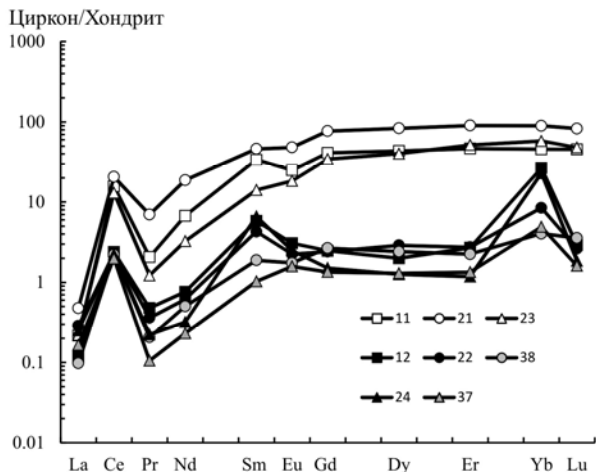


Рис. 3. Распределение REE, нормированное к хондриту CI, в цирконе из метаанортозитов. Состав циркона из центральных частей зерен показан полными значками, из кайм – залитыми черным цветом.

Несмотря на сходство значений возраста, циркон из центральных и краевых частей (кайм) зерен, контрастно отличается по распределению REE (рис. 3). Среднее содержание REE в центральных частях зерен составляет 66.9 ppm, в каймах – на порядок меньше (в среднем 5.8 ppm, таблица). Величина Ce-аномалии в каймах понижается, по сравнению с центральными частями, примерно в два раза (в среднем  $Ce/Ce^*$  составляет 20.0 и 11.5, соответственно). Отрицательная Eu-аномалия слабо проявлена в обеих группах циркона, в одной точке каймы (37 в таблице) Eu-аномалия положительная. Обе группы циркона характеризуются горизонтальным спектром распределения в области HREE, что обусловлено парагенезисом с гранатом.

Из редких элементов при сравнении центральных и краевых частей зерен наиболее значительно понижается содержание Y (в среднем от 93.5 до 4.0 ppm, соответственно). Содержание Th и U уменьшается в 2-3 раза при переходе от центральной к краевой части зерен циркона. Th/U отношение при этом незначительно увеличивается. Содержание неформульных для циркона элементов – Ca, Sr, Ba, Nb варьирует слабо, что указывает на отсутствие привноса этих элементов флюидом при кристаллизации краевых частей зерен, вероятно, путем перекристаллизации ранее образованных центральных частей. Содержание Li умеренно понижается в каймах, P и Ti – повыша-



ется. Содержание Hf также повышается – в среднем от 12020 до 14800 ppm.

Закономерности изменения состава циркона, в первую очередь, характер поведения HREE, Y и Hf (Скублов и др., 2012), указывают на образование кайм при эклогитизации метаанортозитов. Циркон оказывается достаточно устойчивым к воздействию флюида, поскольку новообразованные каймы зерен распространены не повсеместно и часто имеют незначительную мощность.

Таблица. Состав циркона из метаанортозитов комплекса Берген Аркс (обр. 1801)

Точка анализа	Центральная часть			Кайма				
	11	21	23	12	22	38	24	37
La	0.05	0.11	0.05	0.03	0.07	0.02	0.06	0.04
Ce	9.62	12.6	7.99	1.46	1.42	1.36	1.37	1.22
Pr	0.19	0.65	0.11	0.04	0.03	0.02	0.02	0.01
Nd	3.08	8.55	1.48	0.35	0.28	0.23	0.15	0.11
Sm	5.00	6.83	2.09	0.86	0.63	0.28	0.98	0.15
Eu	1.41	2.71	1.03	0.17	0.13	0.10	0.14	0.09
Gd	8.18	15.3	6.84	0.49	0.48	0.53	0.30	0.27
Dy	10.7	20.5	9.90	0.49	0.71	0.59	0.31	0.32
Er	7.46	14.5	8.25	0.43	0.44	0.36	0.19	0.21
Yb	7.36	14.4	9.31	4.28	1.37	0.65	3.68	0.79
Lu	1.12	2.04	1.18	0.07	0.06	0.09	0.05	0.04
Li	0.54	0.56	0.33	0.16	0.16	0.19	0.19	0.17
P	132	133	96.5	235	153	154	145	171
Ca	36.7	10.8	7.05	5.65	5.57	6.83	18.4	4.28
Ti	37.0	34.4	52.1	44.0	58.6	53.5	51.0	44.6
Sr	0.66	0.53	0.44	0.72	0.63	0.61	0.58	0.67
Y	76.8	134	69.7	3.56	5.34	4.78	3.12	2.99
Nb	12.0	9.48	3.57	7.27	14.8	11.0	5.15	9.27
Ba	2.29	1.06	1.73	1.75	1.77	1.09	2.03	1.58
Hf	12193	11332	12536	14424	14834	15047	15051	14620
Th	32.1	34.9	12.7	14.1	13.3	13.7	13.1	12.1
U	94.7	112	61.1	32.1	27.9	30.4	31.9	27.4
Th/U	0.34	0.31	0.21	0.44	0.48	0.45	0.41	0.44
Eu/Eu*	0.67	0.81	0.83	0.81	0.70	0.78	0.79	1.34
Ce/Ce*	23.5	11.3	25.2	10.1	7.20	15.6	9.45	15.1
ΣREE	54.1	98.3	48.2	8.68	5.62	4.23	7.23	3.24
ΣLREE	12.9	21.9	9.64	1.88	1.80	1.63	1.59	1.37
ΣHREE	34.8	66.8	35.5	5.77	3.06	2.22	4.52	1.63
Lu <sub>N</sub> /La <sub>N</sub>	210	173	218	24.7	9.15	36.5	7.39	9.71
Lu <sub>N</sub> /Gd <sub>N</sub>	1.11	1.07	1.39	1.18	1.09	1.34	1.23	1.19
Sm <sub>N</sub> /La <sub>N</sub>	156	96.6	64.4	49.3	14.9	19.3	26.4	6.21
T(Ti), °C	873	865	913	893	927	916	911	895

U-Pb система демонстрирует устойчивость к перекристаллизации, возраст циркона сохраняется (рис. 2).

Изотопная система кислорода также не реагирует на перекристаллизацию циркона. Среднее значение  $\delta^{18}\text{O}$  для обеих групп циркона совпадает в пределах погрешности определения – 5.84 и 5.80 ‰, соответственно.

Датирование граната (с процедурой предварительной сернокислотной обработки), клинопироксена и валовой пробы метаанортозита Sm-Nd методом дало эррохрону с возрастом 865 млн. лет и высокой погрешностью его определения. Учитывая, что клинопироксен может быть неравновесен с гранатом, была рассчитана двухточечная изохрона WR-Grt, которая дала значение возраста  $794 \pm 10$  млн. лет. Ранее для граната из коронитовых метаанортозитов комплекса Берген Аркс Sm-Nd методом было получено значение возраста около 905-912 млн. лет (Cohen et al., 1988). Отставание более чем на 20 млн. лет от определений возраста по циркону было проинтерпретировано авторами как разница в температурах закрытия U-Pb и Sm-Nd изотопных систем. Можно предположить, что наши данные (~800 млн. лет) отражают нарушение Sm-Nd изотопной системы в результате эклогитизации метаанортозитов.

*Авторы признательны А.Е. Мельнику (IGGCAS, ИГГД РАН), С.Г. Симакину и Е.В. Потапову (ЯФ ФТИАН РАН) за помощь при выполнении аналитических работ. Исследование выполнено при поддержке РФФИ (грант № 18-55-53022 ГФЕН\_а).*

Скублов С.Г., Березин А.В., Бережная Н.Г. Общие закономерности состава цирконов из эклогитов по редким элементам применительно к проблеме возраста эклогитов Беломорского подвижного пояса // Петрология. 2012. Т. 20. № 5. С. 470-494.

Bingen B., Austrheim H., Whitehouse M. Ilmenite as a source for zirconium during high-grade metamorphism? Textural evidence from the Caledonides of western Norway and implications for zircon geochronology // J. Petrol. 2001a. Vol. 42. N 2. P. 355-375.

Bingen B., Austrheim H., Whitehouse M.J., Davis W.J. Trace element signature and U-Pb geochronology of eclogite-facies zircon, Bergen Arcs, Caledonides of W Norway // Contrib. Mineral. Petrol. 2004. Vol. 147. N 6. P. 671-683.

Bingen B., Davis W.J., Austrheim H. Zircon U-Pb geochronology in the Bergen arc eclogites and their Proterozoic protoliths, and implications for the pre-Scandian evolution of the Caledonides in western Norway // Geol. Soc. Am. Bull. 2001b. Vol. 113. N 5. P. 640-649.

Boundy T.M., Mezger K., Essene E.J. Temporal and tectonic evolu-

tion of the granulite-eclogite association from the Bergen Arcs, western Norway // *Lithos*. 1997. Vol. 39. N 3-4. P. 159-178.

Cohen A.S., O'Nions R.K., Siegenthaler R., Griffin W.L. Chronology of the pressure-temperature history recorded by a granulite terrain // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. Vol. 98. N 3. P. 303-311.

### **ISOTOPIC AGE OF METAANORTHOSITES OF THE BERGEN ARCS ECLOGITE COMPLEX, SOUTH-WEST NORWAY**

S.G. Skublov<sup>1,2</sup>, L.I. Salimgaraeva<sup>2</sup>, A.V. Berezin<sup>1,3</sup>, S.-H. Li<sup>4</sup>, Ch.-L. Li<sup>4</sup>, E.S. Bogomolov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geology and Geochronology of Precambrian RAS, St. Petersburg, Russia, skublov@yandex.ru

<sup>2</sup>St. Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russia, fluoritecaf2@mail.ru

<sup>3</sup>St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia,

<sup>4</sup>Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China

The island of Holsnøy in the Bergen Arcs, which belong to the Caledonides of western Norway, represents an excellent example of how fluid-induced eclogitization modifies material deeply buried by subduction and continental collision. This report presents the results of a comprehensive isotope-geochemical study of zircon from meta-anorthosites.

\*\*\*\*

### **ДЮМТАЛЕЙСКИЙ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ МАССИВ: ПЕТРОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ**

С.Ф. Служеникин<sup>1</sup>, К.М. Малич<sup>2</sup>, А.В. Григорьева<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии минералогии, и геохимии, Москва, Россия, sluzg@igem.ru

<sup>2</sup>Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН dunite@yandex.ru

Дюмталейский массив выявлен в прибрежной части р. Дюмталей, левого притока р. Верхней Таймыры. Он вскрыт буровыми скважинами на глубинах 300-1200м. Вмещающими породами служат верхнепермско-среднетриасовые вулканогенные образования и пермо-карбоновые угленосные терригенные отложения. Массив имеет юго-западное склонение в сторону Енисей-Хантайского прогиба.

Дюмталейский массив хорошо дифференцирован и по строению сходен со многими дифференцированными гипербазит-базитовыми интрузивами Норильского района. В разрезе массива (рис. 1) выделяются верхняя расслоенная сиенит-габбро-диоритовая серия (мощностью 70-120 м), основная расслоенная серия (450-520) и нижняя габбровая серия (20-50) (Служеникин и др., 1999).

*Верхняя расслоенная серия* сложена крупно- и среднезернистыми кварцевыми сиенитами (микроклин-пертит - 50-60 %, олигоклаз-

альбит - 20-25, кварц - 10-15, амфибол, сфен, апатит, магнетит) с порфиroidной и массивной текстурой. Вниз по разрезу они сменяются монцодиоритами, габбро-диоритами и амфиболлизированными призматически-зернистыми метагаббро и ферро-габбро-долеритами. В этих породах широко проявлены процессы кремнещелочного метасоматоза. Кварцевые сиениты и монциты часто образуют серии секущих жилообразных и субпластовых инъекций мощностью от 1 до 20 м среди апобазальтовых метасоматитов верхнего экзоконтакта.

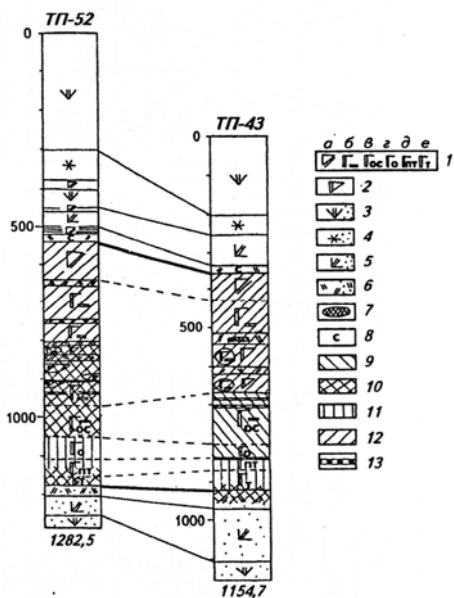


Рис. 1. Строение Дюмталейского массива, околоинтрузивного контактово-метаморфического ореола и типы рудной минерализации.

1 - породы массива: а - кварцевые сиениты- габбро-сиениты; б-г - феррогаббро: б - трахитоидное без оливинное, в - оливин содержащее; д - габбро пикритовое, троктолиты, плагиоверлиты; е - габбро такситовое; 2 - габбро-пегматиты; 3-8 - метаморфиты и метасоматиты: 3-6 апобазальтовые и апотерригенные (крап): 3 - пироксен-плаггиоклазовые, 4 - амфибол-плаггиоклазовые, 5 - эпидот-актинолит-альбитовые, 6 - хлорит-альбитовые, 7 - скарны, 8 - скаполититы, 9-12 - сульфидная минерализация: 9 - пентландит-пирротиновая, 10 - пентландит-халькопирит-пирротиновая, 11 - , пентландит-кубанит-халькопиритовая, 12 - миллерит-пирритовая, 13 - массивные и густокрапленные титаномагнетитовые руды.

*Основная расслоенная серия* сложена последовательно сменяющимися горизонтами безоливиновых, оливиносодержащих (1-5 % оливина) и оливиновых (5-10 % оливина) флогопит-амфиболовых феррогаббро и феррогаббро-долеритов, а в основании серии - горизонтом ультрамафитов. Для пород верхней части расслоенной серии характерна тра-хитоидная текстура и неясно выраженная ритмическая расслоенность, а ведущими структурами пород являются габбро-офитовая и офитовая. В оливиновых феррогабброидах трахитоидная текстура сменяется массивной и наряду с офитовой появляется пойкилитовая структура, обусловленная включениями в интеркумулусном клинопироксене и призматическом плагиоклазе кумулусных зерен оливина и таблитчатого зонального плагиоклаза.

Среди оливиносодержащих феррогабброидов присутствуют линзы лейкократового габбро (до 80 % плагиоклаза) и ферроплагиофироксенитов (клинопироксен - 50, плагиоклаз - 10, керсутит, флогопит, оксиды - 20, сульфиды). В ферроплагиофироксенитах клинопироксен слагает кумулулус и идиоморфен к плагиоклазу.

*Горизонт ультрамафитов* сложен преимущественно пикритовыми габбро-долеритами (оливин - 30-45 %, плагиоклаз - 30-35, клинопироксен - 25-30) и плагиоверлитами (оливин - 50-60, плагиоклаз - 10-15, клинопироксен - 20-30), которые ритмично чередуются как между собой, так и с оливиновыми феррогаббро-долеритами (оливин - до 10) и лейкократовыми ферротроктолитами (плагиоклаз - 60-70, оливин - 10-25, клинопироксен - до 5). В породах постоянно присутствуют амфибол и флогопит, титаномагнетит и сульфиды, встречается реакционный ортопироксен. Ультрамафиты характеризуются не-равномернозернистой (от средне- до крупно- и грубозернистой) структурой и атакситовой текстурой. Размеры индивидов оливина и клинопироксена варьируют от 1-2 до 10-15 мм и более. Структура пород офитовая, габбро-офитовая, пойкилитовая с элементами пойкилоофитовой. Среди ультрамафитов присутствуют ксенолиты (1-3 м) апобазальтовых клинопироксен-плагиоклазовых роговиков, иногда содержащих оливин.

Возраст цирконов Дюмталейского массива ( $256,2 \pm 0,89$  млн. лет, СКВО  $> 2,0$ ) свидетельствует о временной близости с цирконами базит-ультрабазитовых массивов Норильского района. По сравнению с этими интрузивами силикатное вещество Дюмталейского интрузива характеризуется наиболее деплетированными компонентами ( $\epsilon_{\text{Hf}} \sim 9,5$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}} \sim 4,2$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 704474$ ) (Малич и др., 2016).

*Нижняя габбровая серия* сложена такситовыми и контактовыми габбро и габбро-долеритами. Такситовые габбро-долериты и габбро

(мощность 15-40 м) занимают приподошвенную зону массива и обладают пестрым минеральным составом. Ведущая структура пород - офитовая, реже пойкилитовая и габбровая. Атакситовая текстура обусловлена их разнотельностью и неравномерным распределением силикатных и феррических минералов. Величина зерен породообразующих силикатов варьирует от 1-2 до 10-15 мм. Наряду с мезократовыми такситовыми габбро-долеритами встречаются слои и шпильки лейкократовых (плагноклаз - 80-85 об.%) и меланократовых (оливин - 50-60 об.%) такситов. В такситовом горизонте встречаются ксенолиты апобазальтовых, апоалевролитовых и апоаргиллитовых роговиков, а также секущие жилы аплитовых гранит-пегматитов (микропертитовый КПШ, микроклин - 40-50 %, кварц - 25-30 %, кислый плагноклаз - 5-10 %, биотит - 2-3 %, амфибол, хлорит, титаномагнетит; сульфиды) мощностью около 1-1,5 м. Разрез массива завершается горизонтом мелкозернистых контаминированных контактовых габбро-долеритов, содержащих 5-7 об. % ортопироксена.

Повышенная щелочность пород Дюмталейского массива прямо коррелируется с их повышенной титанистостью, что объясняет широкое распространение раннемагматической ассоциации титанистого авгита и среднего плагноклаза, а также керсутита, титанистого флогопита и скаполита. Идентичные особенности минерального состава устанавливаются и для других массивов дябакатаринского типа.

Породы Дюмталейского массива характеризуются также низкой хромистостью. Концентрация хрома в габброидах составляет 0,002-0,010 г/т и только в породах, обогащенных оливином, достигает 0,042 г/т (табл. 3). По низким содержаниям хрома Дюмталейский массив подобен интрузивам нижнеталнахского типа.

Практически во всех породах массива отмечаются акцессорные титаномагнетит и ильменит. Они составляют 5-10 % об., а в отдельных участках - до 30 % об. При содержании оксидов более 50 % об. руды приобретают густовкрапленную и массивную текстуры. По максимальной насыщенности пород оксидами железа и титана выделяются горизонты титановых руд. Мощность их достигает 10 м. Они локализируются в средней и нижней частях основной расслоенной серии Дюмталейского массива. Наиболее мощные из них показаны на рис. 3. Концентрация двуокиси титана в породах составляет 1,0-11,6 мас. % при максимальной концентрации пятиокиси ванадия 0,06 мас. % (см. табл. 2).

Главными концентраторами титана (помимо титанавгита и керсутита) как в породах, так и в рудах являются титаномагнетит и ильменит. В количественном отношении титаномагнетит резко преобла-

дает над свободным ильменитом и только в зоне нижнего эндоконтакта массива, в такситовых габбро-долеритах, ильменит является единственным оксидом титана и железа.

Габбро-диоритовой и основной расслоенной серий Дюмталейского массива от пород нижней габбровой серии. В двух первых - концентрация никеля составляет 0,001-0,07 %, меди - 0,001-0,14, а в такситовых габбродолеритах - 0,19-1,8 и 0,22-1,72 соответственно. Отношение концентраций меди и никеля на всем интервале сульфидного оруденения довольно стабильно и лежит в пределах 0,75-2,70 (в основном оно составляет 0,90-1,80).

В разрезе интрузива сульфидная минерализация обладает довольно четкой зональностью. В породах верхней сиенит-габбро-диоритовой серии сульфиды представлены ассоциацией: пирит+халькопирит+миллерит+полидимит. Сульфиды здесь составляют 0,4-3,5, редко до об. 4-6 %, а основным рудным минералом является пирит. Миллерит и халькопирит в количественном отношении резко подчинены дисульфидам железа и составляют около 10 и 3 % соответственно от объема всех сульфидов. Типоморфными минералами для этой зоны являются также тиошпинели — полидимит и полидимит-зигенит.

В оливиновых и оливинсодержащих габброидах основной расслоенной серии сульфидная минерализация представлена ассоциацией пирротин+пентландит. Главным минералом (более 90-95 % объема сульфидов) здесь является пирротин, который содержит очень редкие линзочки кобальтового пентландита. Помимо никеля (0,53-1,96 мас. %) для пирротина характерно значимое содержание кобальта (до 0,23 мас. %).

В пикритовых габбродолеритах сульфиды составляют не более 3 % об. и образуют мелкие (не более 3 мм) интерстиционные, а также изометричные и овоидные выделения. В нижележащих такситовых габбродолеритах и габбро количество сульфидов резко увеличивается (от 5-8 до 20-30 % об.). В пикритовых и такситовых габбродолеритах сульфиды представлены ассоциацией пирротин+халькопирит+пентландит±кубанит. Концентрация никеля в гексагональном пирротине лежит в пределах 0,07-0,19, достигая 0,28 мас.%. Пентландит в этих рудах составляет 0,5-1,3 об. %, или 6-12 % объема всех сульфидов. Этот пентландит относится к умеренно никелистой разновидности. Халькопирит занимает 0,25-1,3 % объема пород, или от 8-11 до 17-27 % объема всех сульфидов. Обычно он развит на контакте сульфидных вкрапленников и силикатов. Количество кубанита в рудах не постоянно и не превышает 15 % объема сульфидов. Представ-

лен кубанит в основном пластинчатой разновидностью. В этих рудах довольно часто обнаруживаются арсениды никеля - никелин и маухерит, образующие выделения величиной не более 0,1-0,2 мм. Из других аксессуаров отметим сфалерит, особенно обильный в рудах с кубанитом, и более редкий — галенит.

Изотопные составы серы ( $\delta^{34}\text{S} = 11,4\%$ ) и меди ( $\delta^{65}\text{Cu} = -0,66 \pm 0,24\%$ ) сульфидных руд Дюмталейского массива сходны с S-Cu изотопными характеристиками руд промышленно-рудноносных Pt-Cu-Ni руд Норильского района.

Концентрации металлов платиновой группы коррелируются с содержанием цветных металлов и серы, а следовательно, с насыщенностью пород сульфидами. В феррогаб-броидах и титаномагнетитовых рудах содержание МПГ часто ниже чувствительности анализов, и их максимальные концентрации составляют (в г/т): платины - 0,09, палладия - 0,07, родия - 0,0028, иридия - 0,0045, рутения - 0,0010. В такситовых габбродолеритах их максимальные содержания составляют (в г/т): платины - 0,05, палладия - 0,80, родия - 0,28, иридия - 0,051 и рутения - 0,032. Обращает на себя внимание фракционирование платины и палладия в богатых сульфидами породах и в относительно бедных ими. В феррогабброидах и пикритовых габбродолеритах платина преобладает над палладием ( $\text{P1/P}(1=1,0-9,2)$ ), а в такситовых габбродолеритах и габбро, богатых сульфидами, концентрация палладия резко возрастает ( $\text{P1/P}(1=0,02-0,17)$ ). Особенностью платиновой минерализации Дюмталейского массива является также практическое отсутствие фракционирования редких платиноидов при преобладании иридия, что характерно для титаномагнетитовых руд в интрузивах дунит-клинопироксе-новой формации платинового пояса Урала.

Служенкин С.Ф., Туровцев Д.М., Федоренко В.А., Краковецкий Ю.К., Кокорин Н.В., Морозов С.С., Голованова Т.И. Платиноносность Дюмталейского гипербазит-базитового расслоенного титаносного массива на Центральном Таймыре // Платина России, Москва, 1999. Т. 3. С. 107-123.

Малич К.Н., Баданина И.Ю., Романов А.П., Служеникин С.Ф. U-Pb Возраст и Hf-Nd-Sr-Cu-S изотопная систематика Бинюдинского и Дюмталейского рудоносных интрузивов (Таймыр, Россия) // Литосфера. 2016. № 1. С.107-128.



## **DUMTALEY BASIC-ULTRABASIC MASSIF: PETROLOGY AND ORE POTENTIAL**

S.F. Sludenikin<sup>1</sup>, K.M. Malich<sup>2</sup>, A.V. Grigoryeva<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography of Mineralogy, and Geochemistry, Moscow, Russia, sluzg@igem.ru

<sup>2</sup>Institute of Geology and Geochemistry named after A.N. Zavaritsky UrB RAS, dunite@yandex.ru

Feature of platinum mineralization Domaleski massif is the actual absence of PGE fractionation with the prevalence of iridium, which is characteristic of titanomagnetite ores in the intrusions of dunite-clinopyroxenites the formation of the platinum belt of the Urals.

\*\*\*\*

## **РАССЛОЕННЫЕ ИНТРУЗИИ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ МОНЧЕГОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА: ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ИЗОТОННЫЙ ВОЗРАСТ (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)**

В.Ф. Смолькин<sup>1</sup>, А.В. Мокрушин<sup>2</sup>, А.А. Арискин<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Государственный геологический музей им. В.И.Вернадского РАН, Москва, Россия. vsmolkin@gsm.ru

<sup>2</sup>Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия. mokrushin@geoksc.apatity.ru

<sup>3</sup>Moscow State University, Moscow, Russia, ariskin@rambler.ru

Мончегорский рудный район, расположенный в центральной части Кольского региона (Мурманская область), является уникальным полигоном для изучения продуктов мантийного магматизма, внедрение которых происходило в начале палеопротерозоя. Это обусловлено расположением на его территории расслоенных интрузий, комагматических даек и массивов габбро-анортозитов с возрастом 2.5-2.4 млрд лет (Расслоенные..., 2004). Для исследований генетических взаимоотношений были выбраны расслоенные интрузии двух возрастных групп, комплекс габбро-анортозитов Главного хребта и дайки.

Первая группа расслоенных интрузий представлена Мончеплутоном (2507-2496 млн лет), включая породы предгорья Вурэчайвенч, Ньюд-П, габбро 10 аномалии. Проанализирован также состав пород подводящего канала для Мончеплутона, вскрытого опорной скв. М-1 (инт. 2037-2387 м). Их внедрение и последующая ледниковая эрозия в период гуронского оледенения предшествовали заложению крупнейшего Печенгско-Варзугского палеорифтогенного пояса (Smolkin, 1997). Ко второй группе относятся массивы, формирование которых происходило позднее, на фоне интенсивного базальтового и среднекислого вулканизма: Прихибинский, Умбареченский, Большая Варака Имандровского комплекса (2442-2437 млн лет) и Островской

массив (2445 млн лет). Комплекс габбро-анортозитов Главного хребта, представленный массивами Мончетундры (2521-2467 млн лет) и Чуна- и Волчьих тундр (2473-2463 млн лет), разделен крупными разломами в период 1.9 млрд лет. Изучены дайки и пластовые тела гарризитов, прорывающее породы Мончетундры, габброноритовая дайка (Оленегорская,  $2491 \pm 4$  млн лет) и дайки габбро, норита, феррогаббро и микрогранита, секущие породы Дунитового блока ( $2496 \pm 14$  млн лет – млн лет) и Лойпишнюн ( $2487 \pm 12$  млн лет).

Для выполнения исследований был создан Банк современных данных, включающий анализы породообразующих элементов методом Emission-ICD, рудных, редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS. Основная их часть была получена в Национальном центре научных исследований Франции (г. Нанси) в рамках проекта РФФИ-CNRS. Схема обработки данных включала построение диаграмм для породообразующих компонентов  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ tot.,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  относительно  $\text{MgO}$ ; для рудных элементов  $\text{Ni} - \text{Cu}$ ,  $\text{Ni} - \text{Cr}$ ,  $\text{Ni/Cu} - \text{MgO}$ ,  $\text{Ni/Co} - f$  порода,  $\text{Ni/Cu} - \text{S}$ ; для анализа соотношения когерентный/некогерентный элементы  $\text{La/Yb} - \text{TiO}_2$ ,  $\text{Th/Yb} - \text{Nb/Yb}$ ,  $\text{Th/Nb} - \text{La/Yb}$ ,  $\text{La/Sm} - \text{Gd/Lu}$ ; а также спектров РЗЭ, нормированных к хондриту (McDonough, Sun, 1995) и спайдер-диаграмм содержаний редких элементов, нормированных к DM (Salters, Stracke, 2005). Для Мончеплутона были выделены 5 мегаритмов, обусловленных фазным внедрением магм; в строении разрезов Мончетундры и Имандровского комплекса – по три главных зон; породы Чуна- и Волчьих тундр представлены раздельно.

Мончеплутон. Слагающие его породы образуют два четко выраженных тренда. Первый включают в себя дуниты-гарцбургиты-ортопироксениты I, II и III мегациклов, для которых устанавливается значительное повышение содержания  $\text{SiO}_2$  по мере снижения  $\text{MgO}$  и низкие нормированные содержания РЗЭ, что обусловлено оливиновым контролем процессов кристаллизационной дифференциации. Второй тренд – это нориты-габбронориты-анортозиты IV и V мегациклов с значительным увеличением содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  при относительно стабильном  $\text{SiO}_2$  по мере уменьшения  $\text{MgO}$ . Составы пород обоих трендов перекрываются по содержанию  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ tot и летучих –  $\text{P}_2\text{O}_5$ .

Породы I и II мегациклов отличаются повышенным содержанием  $\text{Cr}$ , а III мегацикла –  $\text{Ni}$  и высоким отношением  $\text{Ni/Co}$ . Метабаббро 10 аномалии близки по содержанию большинства породообразующих компонентов и спектрам РЗЭ к породам V мегацикла, отличаясь

высоким содержанием  $TiO_2$  и низким –  $Ni$ . Для всех пород характерным является плоский характер нормированных спектров РЗЭ с небольшим увеличением содержания ЛРЗЭ, положительная  $Sr$  и отрицательная  $Nb-Ta$  аномалии на спайдер-диаграммах.

Ультрабазиты подводящего канала по своим геохимическим особенностям, сопоставимы с породами I мегацикла Мончеплутона, отличаясь более высоким содержанием  $Al_2O_3$ . Комагматические дайки габброноритов, секущие породы Мончеплутона и расположенные на удалении, различаются по  $MgO$  и  $Al_2O_3$ , но близки по спектрам РЗЭ. По своим геохимическим особенностям они наиболее близки к породам IV мегацикла. Состав исходной магмы по большинству параметров, за исключением низкого содержания  $P_2O_5$ , отвечает составу оливинового габбронорита придонной зоны г. Травяная.

Монче-, Чуна- и Волчьих тундры. Породы нижней зоны Мончетундры (меланонориты, ортопироксениты и плагиогарцбургиты), существенно отличаются от пород средней и верхней зон более высоким содержанием  $MgO$ ,  $Sr$ , низким –  $Al_2O_3$ ,  $CaO$  и РЗЭ. Они сопоставимы по большинству параметров, включая спектры РЗЭ, с породами IV мегацикла Мончеплутона. Составы пород средней и верхней зон Мончетундры в значительной степени перекрываются. Породы Чуна- и Волчьих тундр, максимально обедненные  $MgO$ ,  $Fe_2O_3^{tot}$ , но обогащенные  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O+K_2O$ , завершают тренд пород средней и верхней зон. Для пород Мончетундры характерным является однотипный плоский характер распределения спектров РЗЭ и слабо выраженная положительная  $Eu$  аномалия, для пород Чуна- и Волчьих тундр – обогащение ЛРЗЭ и сильно выраженная положительная  $Eu$  аномалия. Судя по спайдер-диаграммам, для пород Мончетундры и Чунатундры, как и для пород Мончеплутона, установлены положительная  $Sr$  и отрицательная  $Nb-Ta$  аномалии. Дайки и пластовые тела гарризитов, прорывающие габброиды верхней зоны Мончетундры, не имеют аналогов среди магматических образований района и обладают специфическими особенностями – высоким содержанием  $Fe_2O_3^{tot}$  (18-21 мас.%), повышенным –  $Ni$  и низким  $P_2O_5$ .

Имандровский комплекс и Островской массив. Породы Имандровского комплекса не образуют единый тренд и разделяются на 2 кластера. Первый кластер включает породы Нижней расслоенной зоны (Большая Варака, Умбареченский) с повышенным содержанием  $MgO$ ,  $Ni$  и  $Sr$ ; второй кластер – породы Главной и Верхней расслоенных зон (Прихибинский) с повышенным содержанием  $Al_2O_3$  и  $CaO$ . Специфическими являются породы Прикровельной зоны с высокими содержаниями  $TiO_2$  и  $Fe_2O_3^{tot}$ , и гранофиры с высокими содержа-

ниями  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и повышенными –  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Породы Островского массива наиболее близки к породам 2 кластера, в том числе по спектрам РЗЭ, отличаясь более высокими содержаниями Ni и низкими – Sr. Для пород Имандровского комплекса и Островского массива установлены повышенное общее содержание РЗЭ и относительное обогащение ЛРЗЭ по сравнению с породами Мончеплутона, отрицательная Nb-Ta и положительная Sr аномалия, а также отсутствие Eu аномалии. Островской массив и Имандровский комплекс обнаруживают значительное геохимическое сходство пород, поэтому могут быть объединены в один комплекс, что согласуется с их близким U-Pb возрастом.

На рис. 1. отображены результаты исследований Sm-Nd системы, выполненных для магматитов мантийного происхождения Кольского региона, Карелии и Финляндии, сформированных в начале палеопротерозоя (2.5-2.4 млрд лет). Анализы, выполненные независимо в нескольких лабораториях и разными исследователями, свидетельствуют об аномальном характере мантийного источника, обогащенного литофильными элементами. Так первичное отношение  $\epsilon\text{Nd}$  в интрузивных, комагматических дайковых породах и габбро-анортозитах колеблется от -0.2 до -3.2, тогда как согласно модели De Paolo-Wasserburg породы мантийного происхождения с возрастом 2.5-2.4 млрд лет должны были иметь значение первичного отношения  $\epsilon\text{Nd} = +3.5$  в случае DM.

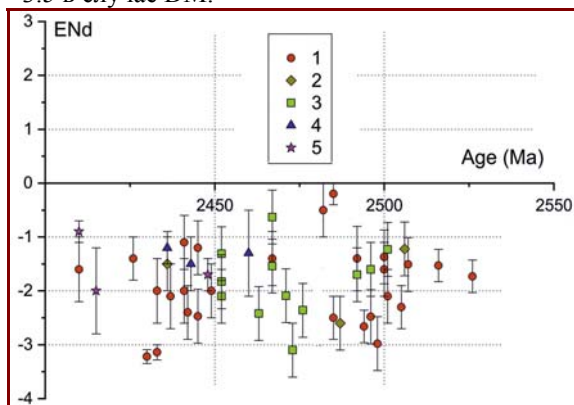


Рис. 1. Эволюция первичного отношения  $\epsilon\text{Nd}(T)$  в магматитах палеопротерозойского возраста восточной части Фенноскандинавского щита.

Возраст скорректирован по данным U-Pb анализа циркона.

1 – расслоенные интрузии, 2 – дайки габброноритов, 3 – габбро-анортозиты,

4 – “друзитовый комплекс” Западного Беломорья, 5 – пикробазальты

Ветреного пояса.

Расслоенные интрузии и комагматические дайки образуют две разобщенные группы по возрасту (около 2.5 и 2.45 млрд лет), но со значительным перекрытием по отношению  $\epsilon Nd$ . При этом для каждой интрузии устанавливаются разные пределы колебания и средние значения  $\epsilon Nd$ , а также  $87Sr/86Sr$  и  $187Os/186Os$  (Смолькин и др. 2009). Значения изотопного отношения  $\epsilon Nd$  для расслоенных интрузий и габбро-анортозитов в значительной степени перекрываются. Наиболее поздние пикробазальтовые вулканы также характеризуются отрицательными значениями  $\epsilon Nd$ , но в более узких пределах (-1) – (-2).

Это предполагает активное взаимодействие мантийных магм с породами коры, которое в значительной степени повлияло на процессы кристаллизации и рудообразования. Процессы контаминации и ассимиляции, с учетом изотопных данных по гранулит-эклогитовым комплексам, имели широкомасштабный характер при подъеме магм в нижнюю кору, на которые в последующем накладывались локально-развитые процессы на контактах магматических камер с вмещающими архейскими комплексами. О реальности процессов контаминации и захвата корового компонента свидетельствуют также относительно частые находки реликтов древних цирконов с возрастом 2.6-2.7 млрд лет и результаты изотопных исследований благородных газов – He, Ar, Ne и Xe в породах Мончеплутона и Мончетундры (Расслоенные..., 2004).

Расслоенные интрузии и массивы габбро-анортозитов, геологические взаимоотношения между которыми имеют сложный характер, обнаруживают генетическую связь, что выражается в сходстве состава и эволюции отдельных зон. Это является одним из оснований для пересмотра истории их формирования. Изученные магматические образования могут рассматриваться как производные плюма, расположенного в пределах нижней коры и эволюционирующего в течение 2.5-2.4 млрд лет.

Разнообразие изученных магматов обусловлено: (а) различной степенью плавления первичного мантийного субстрата, (б) характером и степенью контаминации магм веществом нижней коры, (в) эволюцией магм в глубинных промежуточных очагах, (г) пульсационным характером подъема и внедрения магм в верхнюю кору, (д) дифференциацией магм в пределах магматической камеры, которая контролируется снижением температуры, флюидным режимом и окислительным потенциалом.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФ (грант № 16-17-10129)*

Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Митрофанов Ф.П., Смолькин В.Ф. (ред.). Апатиты: изд. Кольского НЦ РАН, 2004. Часть I, II. 367 с.

Смолькин В.Ф., Кременецкий А.А., Ветрин В.Р., С.П. Тессалина. Модель формирования рудно-магматической системы для расслоенных интрузий палеопротерозоя Балтийского щита // Наука и просвещение. К 250-летию Геологического музея. М.: Наука, 2009. С. 302-316.

McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. Vol. 120. P. 223-253.

Salter U.J.M., Stracke A. Composition of the depleted mantle. Geochemistry, Geophysics, Geosystems // An electronic Journal of the Earth Sciences. 2004. Vol. 5. №5. P.1-27.

Smolkin V.F. The Paleoproterozoic (2.5-1.7 Ga) midcontinent rift system of the northeastern Fennoscandian Shield // Can. J. Earth Sci. Special Publ. 1997. Vol. 34. P. 426-443.

#### **LAYERED PALEOPROTEROZOIC INTRUSIONS OF THE MONCHEGORSK ORE REGION: PETROLOGY, GEOCHEMISTRY, ISOTOPIC AGE (KOLA REGION)**

V.F. Smolkin<sup>1</sup>, A.V. Mokrushin<sup>2</sup>, A.A. Ariskin<sup>3</sup>

<sup>1</sup>State Geological Museum named after V.I.Vernadsky RAS, Moscow, Russia.  
vsmolkin@gsm.ru

<sup>2</sup>Geological Institute KSC RAS, Apatity, Russia. [mokrushin@geoksc.apatity.ru](mailto:mokrushin@geoksc.apatity.ru)

<sup>3</sup>Moscow State University, Moscow, Russia, [ariskin@rambler.ru](mailto:ariskin@rambler.ru)

A comprehensive geochemical analysis of the rock of the ore-bearing layered intrusions - Monchepluton and Imandra complex, gabbro-anorthosite of the Main Ridge complex and close by age paleoproterozoic dyke formations. The results obtained, in view of the new geological and isotopic data, allow us to revise the structure and sequence of the intrusions formation, their genetic relationships and ore potential.

\*\*\*\*

## ПЕТРОСТРУКТУРНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КУМУЛАТОВ НИЖНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО МАССИВА

С.Н. Соболев<sup>1</sup>, Б.Б. Шкурский<sup>1</sup>, В.О. Япаскерт<sup>1</sup>,  
А.А. Арискин<sup>1</sup>, А.Ю. Бухарев<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Московский государственный университет, Москва, Россия, petro@geol.msu.ru

<sup>2</sup>Московский физико-технический институт, Москва, Россия, bukharev@phystech.edu

Расположенный в Северном Прибайкалье Йоко-Довыренский массив возрастом 728 млн. лет (Ariskin et al., 2018), выражен в рельефе двумя протянутыми с ЮЗ на СВ гольцами Йоко и Довырен, разделяющими бассейны рек Тья, Ондоко и Олокит. Интрузив локализован в Сынныро-Патомской рифтогенной области, находящейся между Байкало-Патомской и Байкало-Муйской зонами. Массив имеет субвертикальное залегание и протяженность в плане 26 км (Кислов, 1998).

Йоко-Довыренский интрузив – классический расслоенный плутон, не характеризуется s-образными геохимическими трендами в разрезе, т.е. камера предполагается проточной. Снизу вверх разрез состоит из зоны закалки, зоны лерцолитов, дунитов, троктолитов (с прослоями верлитов), зоны габброидов. В троктолитах и выше отмечены шлиры анортозитов. Анортозиты немного выше окончания секции троктолитов вмещают главный Довыренский ЭПГ-риф. Мощность разреза в центральной части 3 км (Ariskin et al, 2018).

Петроструктурные исследования проведены для 6 образцов дунитов (500, 501-37, 501-40, 501-59, 501-82, 124-12), 2 образцов верлитов (144, 718) и одного троктолита (706). Распределение кристаллов по размерам осуществлялось по методике, описанной в (Higgins, 2006), во всех образцах, кроме 500 (рис. 1).

Для всех изученных пород характерно угасание плотности распределения кристаллов оливина по размерам при переходе к наиболее мелким индивидам. Дуниты демонстрируют сходное между собой распределение кристаллов по размерам: количество мелких индивидов, вероятно, за счет гидродинамической сортировки и растворения, уменьшается по сравнению с модельным кинетическим (Higgins, 2006). Другие вариации распределений обязаны, скорее всего, гидродинамическим, а не кинетическим факторам.

Наблюдаемые особенности распределений не могут быть отнесены на счет адкумулясного пререуравновешивания, т.к. оливины по направлению к верхней части рассмотренного разреза дунитов становятся более идиоморфными, и не показывают морфологических признаков адкумулясного роста даже в тех образцах, где доля крупных кристаллов максимальна.

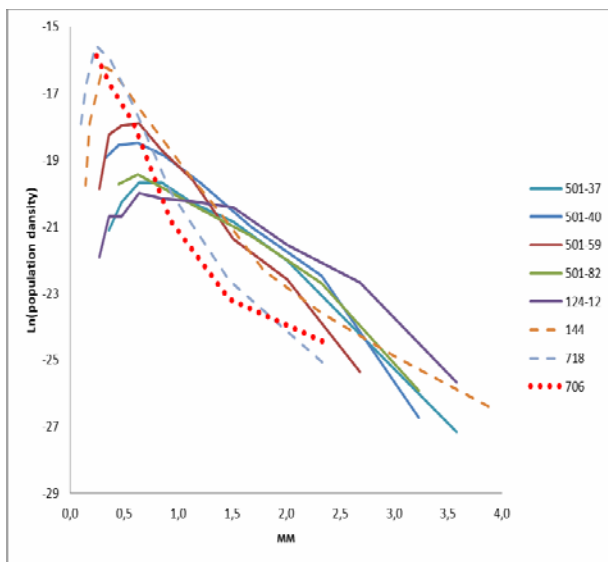


Рис. 1. Классическая CSD диаграмма для оливина. Вычислялись главные оси аппроксимирующих эллипсоидов с соотношением осей 1:1,3:1,5 по методике (Higgins, 2006). Номера образцов в тексте. Сплошные линии – дуниты, пунктир – верлиты, точки – троктолит.

Из-за не очень большого угла на изломе распределения для образцов верлитов и троктолита (рис. 1) однозначная интерпретация наблюдаемых зависимостей затруднена. Традиционное объяснение таких «билинейных» распределений - смешение популяций кристаллов, обязанных двум режимам нуклеации. Следовательно, для верлитов и троктолитов вероятны два эпизода роста оливина в разных кинетических условиях. Основной и, пожалуй, наиболее уверенный вывод можно сделать о том, что распределение размеров оливина верлитов не отвечает простому его кумулюсному осаждению (или соосаждению с плагиоклазом) из свободного объема магмы, как это имело место для дунитов.

Заслуживает особого внимания сходство графиков на (рис. 1) для изученных троктолита (706) и верлитов. Их различия касаются лишь параметров плотности функций распределения, при совпадении их типа и формы кривых: для совмещения кривых достаточно промоделировать процесс удаления плагиоклаза, «разбавляющего» популяции зерен оливина.



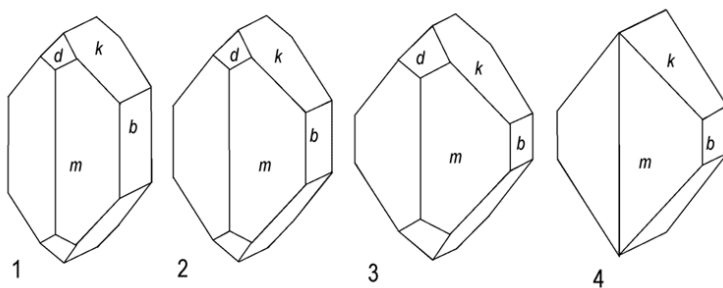


Рис. 2. Кристаллы оливина типа Засбах с различным развитием граней простых форм  $m \{110\}$ ,  $k \{021\}$ ,  $b \{010\}$  и  $d \{101\}$  (Шкурский, 2019)

С применением СЭМ в режиме EBSD изучены образец дунита и два образца верлитов из центральной части массива и разреза Йоко. Предметом внимания были разориентации смежных зерен оливина, способные нести ценную петрогенетическую информацию (Wheeler et al., 2001). На фоне случайных разориентаций выявлялись специальные разориентации, индикаторные для существенно оливиновых кумулатов (Шкурский, 2019).

Индикаторными для кумулатов, в том числе и претерпевших структурное вызревание, предполагаются специальные разориентации, отвечающие срастаниям пар идиоморфных кристаллов по параллельным граням, с произвольными разворотами индивидов вокруг общих нормалей к этим граням. Предварительные оценки частот различных гранных срастаний производились для кристаллов габитусного типа Засбах (рис. 2), с учетом вкладов различных граней в общую площадь поверхности кристаллов. В параметрическом пространстве Родригеса-Франка (Мэйсон, Шух, 2014) разориентации, отвечающие таким срастаниям, представлены точками, лежащими на отрезках прямых, численные параметры которых также были теоретически рассчитаны (Шкурский, 2019). С учетом ошибок инструментального определения разориентаций методом EBSD, «размазанные» точки измеренных индикаторных разориентаций оливина концентрируются в пространстве Родригеса-Франка в узких окрестностях таких отрезков, в пределах угловых «расстояний» от соответствующих прямых, отвечающих  $3-7^\circ$ .

Анализ угловых «расстояний» измеренных разориентаций смежных зерен оливина до отрезков, отвечающих расчетным положениям в пространстве Родригеса-Франка прогнозируемых индикаторных разориентаций, свойственных гранным срастаниям изна-

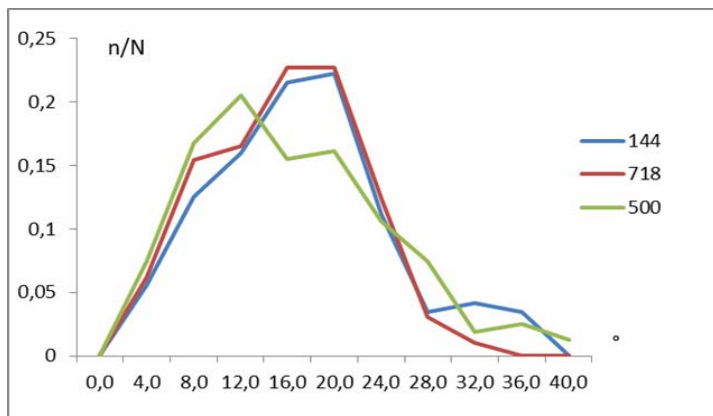


Рис. 3. Распределение минимальных угловых «расстояний» ( $^{\circ}$  дуги), до ближайших прямых в параметрическом пространстве Родригеса-Франка, отвечающих прогнозированным специальным разориентациям зерен оливина. Номера образцов в тексте.  $n/N$  – частота.

чально идиоморфных кристаллов оливина, показывает (рис. 3), что такие контакты определенно присутствуют как в дуните, так и в верлитах. В последних, однако, доля таких контактов существенно меньше. На (рис. 3) показаны распределения угловых «расстояний» измеренных разориентаций от ближайшего к каждой из них отрезка, отвечающего какой-либо из индикаторных разориентаций.

Доли контактов по различным граням, в целом, не противоречат рассчитанным (рис. 4). Это означает, что предполагаемый габитус раннего оливина, даже после вызревания кумулятивной породы, удастся «нащупать» путем анализа гранных контактов, а также, поскольку в кумулятивном происхождении изученных методом EBSD пород массива не приходится сомневаться, подтверждает индикаторную роль предсказанных специальных разориентаций оливина (Шкурский, 2019).

Отметим, что визуально гранные контакты зерен оливина в изученном дуните, при непосредственном наблюдении в шлифе, обнаружить практически не удастся, так как структура дунита в значительной степени приближена к гранобластовой в ходе адкумулусного дорастания и структурного созревания. Соображения о первоначальном количестве таких контактов в существенно оливиновом плотном кумулусе, и об их «потерях» в ходе вызревания структуры, высказывать преждевременно, т.к. изучен пока единственный образец дунита. В верлитах же доля разориентаций, отвечающих гранным контак-

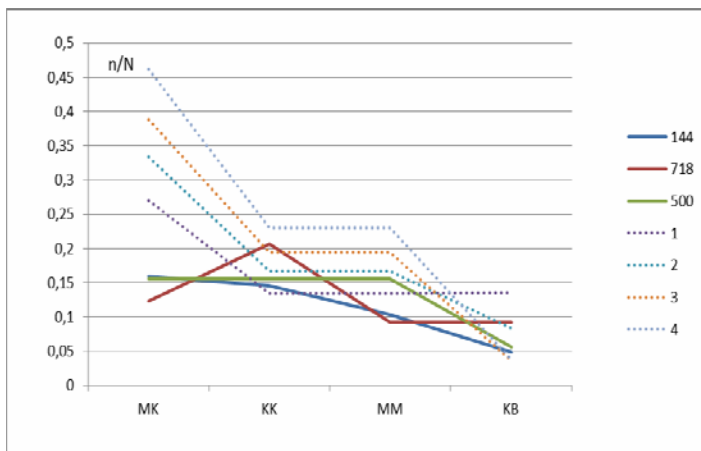


Рис. 4. Доли контактов разного рода для предельной погрешности измерения разориентации  $14^\circ$ . Номера образцов в тексте. Точеными линиями показаны расчетные распределения для кристаллов оливина с различным развитием тех или иных граней (номера на рис. 2)

там кристаллов оливина, более подчинена по отношению к случайным. Это может говорить как об изначально малом количестве контактов по граням, связанном, возможно, с недостаточным идиоморфизмом оливина, или о малом числе контактов, связанном с разреженностью кумулуса, так и о разрушении части таких контактов при механическом преобразовании кумулюсной каши, например, при отгонке плагиоклаза.

Учитывая, что оливины верлитов и троктолитов, по гранулометрическим признакам, связаны с единым кристаллизационным процессом, точнее - с их последовательностью, верлиты и вышележащие анортозиты Йоко-Довырена могут представлять собой комплементарные породы, порожденные при расслоении первичной троктолитовой по составу кумулюсной каши. Дуниты, представляющие собой наиболее ранние анхимономинеральные кумулаты массива, и внешне зачастую схожие с ними верлиты, где единственной кумулюсной фазой является также оливин, имели, различную кристаллизационную историю формирования.

*Работа поддержана грантом Российского Научного Фонда № 16-17-10129*

Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1998. 265 стр.

Мэйсон К. Д., Шух К. А. Способы отображения текстуры // Метод дифракции отраженных электронов в материаловедении. Под ред. А. Шварца и др. Москва: Техносфера, 2014. С. 75-102.

Шкурский Б.Б. Прогнозирование индикаторных разориентаций зерен для оливиновых ультрамафитов кумулятивного генезиса: Часть 1. Гранные контакты кристаллов // Вестник Московского ун-та. Серия 4: Геология, 2019. (В печати).

Ariskin A.A., Danyushevsky L., Nikolaev G. et al. The Dovyren Intrusive Complex (Southern Siberia, Russia): Insights into dynamics of an open magma chamber with implications for parental magma origin, composition, and Cu-Ni-PGE fertility // *Lithos*. 2018. Vol. 302–303. P. 242–262.

Higgins M.D. Quantitative textural measurements in igneous and metamorphic petrology. NY.: Cambridge University Press, 2006. 265 p.

Wheeler J., Prior D.J., Jiang Z. et al. The petrological significance of misorientations between grains // *Contrib. Miner. Petrol.* 2001. Vol. 141. P. 109-124.

#### **PETROSTRUCTURAL CHARACTERISTICS OF THE CUMULATES OF THE LOWER PART OF THE YOKO-DOVYREN MASSIF**

S.N. Sobolev<sup>1</sup>, B.B. Shkursky<sup>1</sup>, V.O. Japaskurt<sup>1</sup>, A.A. Ariskin<sup>1</sup>, A.Yu. Bukharev<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Moscow State University, Department of Petrology, Moscow, Russia, petro@geol.msu.ru

<sup>2</sup>Moscow Institute of Physics and Technology, Moscow, Russia, bukharev@phystech.edu

To clarify the nature of the petrogenetic processes that included in the formation of the Yoko-Dovyrensky layered intrusion, its rock, perhaps for the first time, were examined by structural petrology methods. Samples of dunite, wehrlite and troctolite were studied: the crystal size distribution of olivine, as well as the misorientation of its contact grains, were analyzed. By the analysis of the data made a hypothesis about the complementarity of anortosites and wehrlites of Yoko-Dovyren and their formation by layering of primary troctolite cumulus mush. The dunites of the massif represent the earliest cumulates, the formation regime of which was different from that for wehrlites, although in the latter only olivine acts as the only cumulus phase.

\*\*\*\*

## **ЭВОЛЮЦИЯ ПАРАМЕТРОВ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ РАСПЛАВОВ, ФОРМИРОВАВШИХ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЕ МАССИВЫ ВОСТОЧНОГО САЯНА**

С.И. Ступаков<sup>1</sup>, В.А. Симонов<sup>1</sup>, А.С. Мехоношин<sup>2</sup>,  
Т.Б. Колотилина<sup>2</sup>, А.В. Котляров<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия,  
stupakov@igm.nsc.ru

<sup>2</sup>Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия,  
mekhonos@igc.irk.ru

Исследованиями последнего десятилетия в докембрийских структурах южного обрамления Сибирского кратона выделена Восточно-Сибирская металлогеническая провинция с многочисленными, в том числе промышленными, платинометалльно-медно-никелевыми месторождениями и рудопроявлениями, связанными с ультрамафит-мафитовыми магматическими комплексами докембрийского возраста (740-700 млн лет). Это массивы Шумихинский, Кингашский, Верхнекингашский, Голумбейский, Тартайский, Желос и другие. На основании геохронологических данных они относятся к единой рудно-магматической системе (Поляков и др., 2013).

При исследовании рудоносности базит-ультрабазитовых массивов большое внимание уделяется генетическим проблемам. Прежде всего, на оценку перспектив платиноносности влияют представления об условиях формирования пород. В связи с этим, вопросы генезиса данных объектов приобретают особое значение. Как показали предыдущие исследования базит-гипербазитовых массивов Сибири и Урала, перспективным путем получения прямой информации о генетических процессах является анализ расплавных включений в хромшпинелидах (Симонов и др. 2008; Симонов и др., 2011; Симонов и др., 2016). Учитывая успешное применение данной методики, она была использована при выяснении условий формирования дунит-перидотит-габбровых массивов Восточного Саяна (Симонов и др., 2017; Мехоношин и др., 2013). Детальные исследования представительной коллекции образцов базит-ультрабазитовых пород, собранной во время экспедиционных работ на этих объектах, показали, что расплавные включения, позволяющие получить достоверную информацию о генетических процессах, присутствуют только в хромшпинелидах из верлитов массива Медек.

Массив Медек расположен в центральной части Восточного Саяна, в междуречье Мал. Бирюса – Уда, в 7 км от стрелки рек Черный и Красный Огнит, вверх по течению р. Черный Огнит. В плане он представляет собой линзообразное тело, вытянутое в меридио-

нальном направлении, площадь выхода составляет около 2 км<sup>2</sup> (рис. 1). Хотя непосредственные границы с вмещающими породами не наблюдаются, о тектоническом характере взаимоотношений говорят отрицательные формы рельефа, развитые на контактах, зоны милонитизации и катаклаза, сопровождающиеся метаморфогенным преобразованием пород.

Массив Медек сложен дунит-верлитовой дифференцированной серией пород с постепенными переходами между петрографическими разностями. В породах массива наблюдается грубоплитчатая отдельность, элементы залегания которой совпадают с элементами залегания пород. В крупных коренных обнажениях отмечается ортогональная сетка трещиноватости с сохранившимися в центральных частях первично магматическими породами. Элементы трещиноватости пород совпадают с простиранием вмещающих толщ.

Учитывая сложную геологическую историю (Мехоношин и др., 2018) массива Медек (сейчас он находится в перевернутом положении) верхняя его габброидная часть (с плагиоклазом) не сохранилась, в отличие от соседних массивов.

Оруденение в массиве представлено в основном вкрапленными сульфидными рудами, которые состоят, главным образом, из пентландита, в переменных количествах присутствует халькопирит,

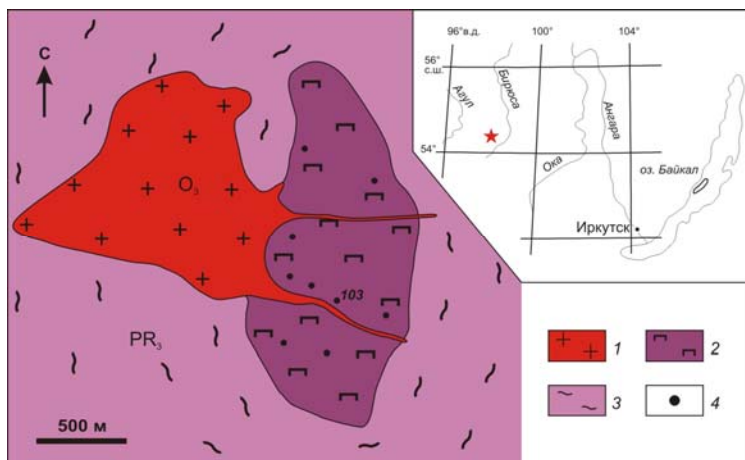


Рис. 1. Местоположение (врезка) и схематическая геологическая карта массива Медек (рисунок составлен на основе оригинальных данных с использованием материалов из работ (Бенедюк и др., 2013; Мехоношин и др., 2018). 1 – граниты, сиениты, диориты; 2 – ультрабазиты; 3 – гнейсы, сланцы, амфиболиты; 4 - положение скважин.

троилит и кубанит. Максимальное количество сульфидов достигает 10 об.%. Первичные минеральные ассоциации были преобразованы в условиях низких уровней фугитивности кислорода и серы в магматической системе (Симонов и др., 2017). При этом в крайних случаях происходило образование аваруита и самородной меди и замещение сперрилита орселитом, а также Pt-Fe-Ni и Pt-Fe-Cu-сплавами.

Основой для выяснения особенностей эволюции физико-химических условий кристаллизации магматических систем массива Медек послужили исследования расплавных включений в хромшпинелидах из верлитов, для которых были проведены высокотемпературные эксперименты, при этом дополнительную и весьма важную информацию удалось получить с помощью минералогических термометров и барометров.

На основе составов клинопироксенов были рассчитаны с использованием минералогических термометров и барометров (Перчук, 1980; Lindnsley, Dixon, 1983; Ashchepkov, 2001) PT параметры кристаллизации верлитов массива Медек: около 1255°C при давлении 2.3-5.9 кбар. Опираясь на составы микрокристалликов амфиболов, находящиеся в расплавных включениях в хромшпинелидах, по минералогическому барометру (Schmidt, 1992) удалось оценить давление: 3.2-4.2 кбар.

Расчеты, сделанные по программе COMAGMAT (Арискин, Бармина, 2000; Ariskin, Barmina, 2004), также показали, что давление при формировании пород массива в среднем было около 4 кбар (2.8-4.7 кбар).

Моделирование с помощью программы PETROLOG (Danyushevsky, Plechov, 2011) на основе составов стекол расплавных включений с максимальными содержаниями MgO (около 11.5-13.4 мас. %) позволило получить информацию о температурах формирования верлитов. Расчеты параметров кристаллизации проводились при давлениях 4 кбар, которое было задано в соответствии с усредненными оценками по пироксеновым и амфиболовым барометрам. Количество воды задавалось 0.5 мас.%. В ходе моделирования проводилось сопоставление расчетных параметров хромистости хромшпинелидов -  $Cr^*100/(Cr+Al)$  с реальными значениями для хромитов (48.2), содержащих включения. Было выяснено, что оливины из верлитов массива Медек кристаллизовались в интервале температур от 1275° до 1240 °С, хромшпинелиды формировались при 1260-1240 °С, а кристаллизация клинопироксенов происходила в диапазоне температур 1235-1220 °С, что согласуется с оценками пироксенового термометра.

Составы расплавных включений располагаются вдоль расчетных трендов изменения состава расплава, то есть здесь экспериментальные данные по включениям с одной стороны подтверждают достоверность проведенных расчетов, а с другой – такое соотношение показывает, что включения не являются случайностью, а фиксируют закономерную и теоретически обоснованную эволюцию расплава.

По соотношению внутренних фаз прогретые включения можно разделить на две группы. В первую группу входят двухфазовые включения, содержащие стекло и находящийся в этом стекле флюидный пузырек. Второй тип прогретых включений содержит кроме стекла и пузырька еще и кристаллические фазы.

Исследования стекол фактически гомогенизированных расплавных включений первого типа показали, что кристаллизация хромшпинелидов (и содержащих их верлитов) массива Медек происходила при участии низкокальциевых пикробазальтовых расплавов нормальной щелочности, наиболее близких по петрохимическим характеристикам к данным по расплавным включениям в хромитах из океанических комплексов.

В то же время, анализ фазового состава прогретых и закаленных расплавных включений свидетельствует о том, что исходная магма для пород массива была более магнезиальной, чем пикробазальтовый расплав. В пользу этого предположения свидетельствует наличие многофазных включений с недоплавленными кристалликами оливина. В связи с этим на основе данных по расплавным включениям был рассчитан состав пикритоидного расплава, который может послужить в виде исходного для массива Медек (мас. %):  $\text{SiO}_2$  - 45.41,  $\text{TiO}_2$  - 0.70,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 12.07,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  - 1.37,  $\text{FeO}$  - 7.98,  $\text{MnO}$  - 0.09,  $\text{MgO}$  - 17.85,  $\text{CaO}$  - 13.12,  $\text{Na}_2\text{O}$  - 1.03,  $\text{K}_2\text{O}$  - 0.24,  $\text{P}_2\text{O}_5$  - 0.01. Данный состав может быть исходным и для оценки условий формирования пород других массивов.

*Работа выполнена по государственным заданиям ИГМ СО РАН и ИГХ СО РАН.*

Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М: Наука, «МАИК/Интерпериодика», 2000. 363 с.

Бенедюк Ю.П., Симонов В.А., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Ступаков С.И. Два типа магматических расплавов, участвовавших в кристаллизации верлитов массива Медек (Восточный Саян) // Геодинамика и минерагения Северо–Восточной Азии: Материалы IV Всероссийской научно–практической конференции. Улан–Удэ: ИД «Экос», 2013. С. 33-35.



Мехоношин А.С., Толстых Н.Д., Подлипский М. Ю., Колотилина Т.Б., Вишневский А.В., Бенедюк Ю.П. Платинометальная минерализация дунит–верлитовых массивов Гутаро-Удинского междуречья (Восточный Саян) // Геология рудных месторождений. 2013. № 3. С. 189-202.

Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Дорошков А.А. Геохимическая модель формирования платиноносного дунит–верлитового массива Медек (Восточный Саян, Россия) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 12. С. 2011-2026.

Перчук Л.Л. Пироксеновый барометр и пироксеновые геотермометры // Докл. Ак. наук СССР. 1980. Т. 233. № 6. С. 1196-2000.

Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Мехоношин А.С., Изох А.Э, Подлипский М.Ю., Орсов Д.А., Колотилина Т.Б. Ультрамафит-мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской докембрийской металлогенической провинции // Геология и геофизика, 2013. Т. 54. № 11. С. 1689-1704.

Симонов В.А., Шарков Е.В., Ковязин С.В., Бортников Н.С. Расплавные включения в хромшпинелидах из Fe–Ti интрузивных комплексов Центральной Атлантики: ключ к познанию физико-химических параметров гидротермально-магматических систем медленно-спрединговых океанических хребтов // Докл. Ак. наук. 2008. Т. 418. № 5. С. 679-682.

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.

Симонов В.А., Васильев Ю.Р., Ступаков С.И., Котляров А.В., Карманов Н.С. Петрогенезис дунитов Гулинского ультраосновного массива (север Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 12. С. 2153-2177.

Симонов В.А., Приходько В.С., Васильев Ю.Р., Котляров А.В. Физико-химические условия кристаллизации пород ультраосновных массивов Сибирской платформы // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. № 6. С. 70-93.

Ariskin A.A., Barmina G.S. COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrologic applications // *Geochemistry International*, 2004. V. 42 (Supp. 1). P. S1-S157.

Ashchepkov I.V. Clinopyroxene Jd Barometer for Mantle Peridotites and Eclogites and Thermal Conditions of the Lithospheric Keels of Cratons and their Surroundings. A Geo Odyssey // *GSA Annual Meeting*, Boston, 2001. P. ID 11658.

Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu. Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 29 July 2011, 2011. Vol. 12. N 7. Q07021.

Lindsley D.H., Dixon S.A. Pyroxene thermometry // *Amer. Mineralogy*, 1983. Vol.68. P. 477-493.

Schmidt M.W. Amphibole composition as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1992. Vol. 110. P. 304-310.

## **THE EVOLUTION OF THE PARAMETERS OF CRYSTALLIZATION OF THE MELTS THAT FORMED THE MAFIC-ULTRABASITE INTRUSIONS OF THE EASTERN SAYAN**

S.I. Stupakov<sup>1</sup>, V.A. Simonov<sup>1</sup>, A.S. Mekhonoshin<sup>2</sup>, T.B. Colotilina<sup>2</sup>,  
A.V. Kotlyarov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geology and Mineralogy named after V.S. Sobolev SB RAS, Novosibirsk, Russia, stupakov@igm.nsc.ru

<sup>2</sup>Institute of Geochemistry named after A.P. Vinogradova SB RAS, 664033, Irkutsk, Russia, mekhonos@igc.irk.ru

Were studied Melt inclusions in chrome spinels from verlites of the Medek massif, which is part of the massif group of the East Siberian metallogenic province with numerous, including industrial, platinum-copper-nickel deposits and ore occurrences of the Precambrian age (740-700 Ma). The composition of the initial picritoid melt was calculated for the formation of rocks of this massif: SiO<sub>2</sub> - 45.41 wt. %, TiO<sub>2</sub> - 0.70 wt. %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 12.07 wt. %, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 1.37 wt. %, FeO - 7.98 wt. %, MnO - 0.09 wt. %, MgO - 17.85 wt. %, CaO - 13.12 wt. %, Na<sub>2</sub>O - 1.03 wt. %, K<sub>2</sub>O - 0.24 wt. %, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> - 0.01 wt. %. This composition can be used to assess the conditions of formation of rocks of other massifs of the East Siberian ore province.

\*\*\*\*

## **НЕФРИТООБРАЗОВАНИЕ – ДЕТЕРМИНИРОВАННЫЙ МЕТАСОМАТИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС В ГИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВАХ**

А.Н. Сутурин

Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, e-mail: san@lin.irk.ru

Нефритообразование в гипербазитовых массивах – процесс детерминированный. Он занимает определенное место в общем процессе гидратации и метасоматоза гипербазитов в литосфере. Тела нефритов приурочены к массивам гипербазитов дунит-гарцбургитового типа. В единую триаду пород офиолитов входят специфические малые интрузии габброидов и плагиогранитов толеитового ряда. Раннему, этапу становления офиолитов соответствует восстановленный флюидный режим (Сутурин и др., 2015).

Общим для всех типов метасоматической зональности вне зависимости от состава алюмосиликатных пород является наличие микроантигоритового серпентинита и оталькование пород. Состав алюмосиликатных метасоматитов зависит от состава исходной породы, но парагенезисы тыловых зон постоянно включают диопсид и клиноцоизит. Родингиты по распространенности на несколько порядков превышают нефриты. Метасоматиты связаны друг с другом парагенетически, а не генетически. Эта связь обусловлена воздействием флюидов близкого состава на определенной фазе становления массивов.

В постэвгеосинклинальный период тектонические движения, сопровождавшиеся новыми фазами флюид-магматической активности, приводят к перекристаллизации нефритов в тремолититы либо в тремолит-талък-хлоритовые породы. Нефритовые парагенезисы стабильны в РТ-условиях зеленокаменной фации метаморфизма. Восстановленный характер флюидного режима определяется по преобладанию в породах закисного железа, наличию аваруита и графита. В анионной части флюидов предполагается вхождение хлора, фиксируемое в составе апосерпентинитовых нефритов.

Одно из основных условий синтеза волокнистых амфиболов – высокая активность в растворе катионов группы X и Y (для тремолитов – это Ca и Mg). Их активность может быть достигнута в сильнощелочных хлоридных растворах либо при введении в систему NaF. Спутанноволокнистые и радиально-лучистые агрегаты образуются, когда часть компонентов находится в твердом состоянии и представляет собой монолит, но скорость его растворения больше скорости и роста волокна асбеста. Волокнистость амфиболов может быть обусловлена наличием микрофазы талька, которая для антигорит-асбеста устанавливается на обычных электронограммах. Изучение нефритов с помощью электронных микроскопов высокого разрешения показало, что они представляют собой субмолекулярные переслаивания, в которых одни слои амфиболовые, другие тальковые.

Области синтеза амфиболовых асбестов находятся в нижней половине полей их устойчивости при температурах 400-550°C. Влияние восстановленных флюидов на стабильность волокнистых моноклиновых амфиболов подтверждается экспериментами по облагораживанию нефритов (Медведев, Иванова, 1989). Ю.Н. Колесник (1965) впервые указал на важную роль метасоматических процессов, происходящих на контакте гипербазитов и интрузивных пород основного состава.

Наиболее крупные и качественные жилы нефрита образуются на контакте гипербазитов и габброидов. В результате автometасоматоза последние превращены в амфибол-цоизитовые породы, сохраняющие габбровую и офиолитовую структуры. При инфильтрационно-диффузионном метасоматозе по обе стороны контакта происходит преобразование пород. Фронтальной метасоматической зоной является зона плотных перекристаллизованных микроантигоритовых серпентинитов с перекрещенно-волокнистой структурой. Привнос с растворами кальция обуславливает образование нефритовой зоны. В участках длительного проявления метасоматических процессов широко развиты тремолититы и талькиты.

В процессе замещения серпентинита нефритовым агрегатом полностью сохраняется рисунок вкрапленности хромшпинелида. Апогаббровые амфибол-цоизитовые породы в результате метасоматического процесса преобразуются в родингиты, сложенные преимущественно кварцем, клиноцоизитом и диопсидом. Часто непосредственно с нефритом контактирует маломощная диопсидовая зонка. Соотношения минералов в родингите могут быть самыми различными, они зависят от условий образования и состава замещаемой породы. С метасоматизирующими растворами привносится кальций и кремний, а из серпентинитов происходит диффузия в габбровую зону магния. Алюминий и железо характеризуются инертным поведением в метасоматическом процессе. В отдельных случаях процесс родингитизации габброидов заканчивается альбитизацией. Не отмечается корреляция между размерами даек габброидов и мощностью нефритовых жил. Величина жил и качество нефрита в них зависят главным образом от интенсивности метасоматического процесса и мощности родингитовых зон.

В контактовых зонах гранитоидов процесс нефритообразования проявляется несколько иначе. Кроме перекристаллизации серпентинитов идет интенсивное оталькование. Другой характерной особенностью нефритообразования, связанного с гранитами, является значительная магнетитизация как микроантигоритовых серпентинитов, так и нефрита, в котором не только замещаются магнетитом хромшпинелиды, но и появляются новые зерна магнетита.

В пострудный период нефриты и ассоциирующиеся с ними метасоматиты реагируют на изменение физико-химических условий. В ряде гипербазитовых массивов в связи с активизацией тектонических движений наблюдается перемещение гипербазитов в верхние структурные этажи. Этот процесс сопровождается катаклазом и гидротермальной проработкой, обуславливающей диафторез аподайковых

пород и нефритов. Появление хлорита в нефритах и метасоматитах служит индикатором ухудшения качества нефрита.

Физико-химическое моделирование на ЭВМ является тем уникальным способом познания процессов, с помощью которого можно проверять реальность любых гипотез.

Сопоставляя данные экспериментов и гипотезы генезиса, можно наметить круг основных задач, которые необходимо разрешить в ходе моделирования. Это состав флюидов, их происхождение и физико-химические параметры. Важное значение имеет выяснение состава замещаемого субстрата и РТ-условий процесса.

Чем руководствоваться при подборе твердых фаз? Результатами петрографических, микронзондовых, минералогических, электронно-микроскопических и других методов определения вещественного состава объекта исследований; знанием материала по сходным геологическим объектам (в них могут сохраниться те минеральные фазы, которые оказались разрушенными, либо не распознанными в изучаемом месторождении). Чем лучше специалист, желающий рассчитать модель процесса, знает состав всех типов метасоматической зональности, тем более достоверную информацию можно получить в результате моделирования.

Предмодельный этап ставит перед исследователем порой необычные задачи, требующие широких знаний в различных областях геологической науки. Это знание изоморфных серий минералов, пределов их смесимости и изоморфной емкости, предпочтительность формирования собственных микрофаз, определение модификаций и политипов минералов и возможности их существования в рассматриваемой РТ-области.

Исходя из результата физико-химического моделирования нефритообразования, можно определить четыре фактора процесса. Это стационарный подток водорода, определяющий восстановительную обстановку ( $Eh = -0,9-1,1$ ), магниальный субстрат, влияющий на специфику кислотно-основного взаимодействия; узкий интервал температур ( $380-400^\circ\text{C}$ ), отвечающий условиям зеленокаменной фации метаморфизма и, наконец, наличие контрастных контактирующих пород со встречной диффузией кремния и магния.

Анализ условий нефритообразования по гипербазитам и доломитам при всей специфичности процессов позволяет выделить главные параметры конвергенции, конечным итогом которой являются спутанноволокнистые агрегаты нефритов. Это магниальный субстрат, влияющий на специфику кислотно-щелочного взаимодействия; узкий интервал температур ( $370-400^\circ\text{C}$ ), отвечающий условиям

зеленокаменной фации метаморфизма; наличие глубинных разломов, являющихся проводником ювенильного водорода, обеспечивающим восстановительные условия метасоматических процессов и, наконец, наличие контрастных контактирующих пород со встречной диффузией кремния и кальция.

Колесник Ю.Н. Нефриты Сибири. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1965. – 150 с.

Сутурин А.Н. Замалетдинов Р.С., Секерина Н.В. – Иркутск; Изд-во ИГУ– 2015.– 377 с.

### **THE FORMATION OF JADE – DETERMINISTIC METASOMATIC PROCESS IN ULTRABASIC MASSIFS**

A.N. Suturein

Limnological Institute SB RAS, Irkutsk, e-mail: san@lin.irk.ru

Jade formation in ultrabasic massifs is one of the processes of hydration and metasomatism of primary magnesian rocks. The presence of a dike complex in the massifs determines the passage of contact-metasomatic processes. Rodingite formed by gabbroids. In some areas of rodingite develop aposepentinite beds are formed of jade body. Physicochemical modeling of metasomatic processes in hyperbase massifs revealed four process factors. This is a stationary flow of hydrogen, which determines the reducing environment ( $E_h = 0.9-1.1$ ), a magnesian substrate that affects the specificity of the acid-base interaction; a narrow temperature range (380 – 400 °C), corresponding to the conditions of the greenstone facies metamorphism and the presence of contrasting contacting rocks with counter diffusion of calcium, magnesium and silicon.

\*\*\*\*

## **A NEW PLUMBING SYSTEM FRAMEWORK FOR PLUME-RELATED CONTINENTAL LARGE IGNEOUS PROVINCES AND THEIR MAFIC-ULTRAMAFIC INTRUSIONS**

R.E. Ernst <sup>1,2</sup>, D.A. Liikane <sup>1,3</sup>, S.M. Jowitt <sup>4</sup>, K.L. Buchan <sup>4</sup>, J.A. Blanchard <sup>1</sup>

<sup>1</sup>Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, K1S 5B6, Canada Richard.Ernst@ErnstGeosciences.com

<sup>2</sup>Faculty of Geology and Geography, Tomsk State University, Tomsk, 634050, Russia

<sup>3</sup>Department of Earth Sciences, University of Toronto, Toronto, M5S 3B1 Canada

<sup>4</sup>Department of Geoscience, University of Nevada Las Vegas, NV 89154-4010, USA  
273 Fifth Ave., Ottawa, Ontario, Canada, K1S 2N4

The magmatic components of continental Large Igneous Provinces (LIPs) include flood basalts and their plumbing system of giant mafic dyke swarms (radiating, linear, and the recently discovered circumferential type), mafic sill provinces, a lower crustal magmatic underplate, mafic-ultramafic (M–UM) intrusions, associated silicic magmatism (mainly related to melting of lower crust), and associated carbonatites and kimberlites. We propose a new plumbing system framework for plume-related LIPs involving all these components, that also provides a context for: tracking magma batches and their geochemical evolution; interpreting deep crustal geophysical signatures, estimating the total volumes of intrusive and extrusive portions of LIPs, assessing environmental impact, and providing a context for the setting and ore potential of M-UM in a LIP plumbing system.

Ernst, R.E., Liikane, D.A., Jowitt, S.M., Buchan, K.L., Blanchard, J.A. (2019) A New Plumbing System Framework for Plume-Related Continental Large Igneous Provinces and Their Mafic-Ultramafic Intrusions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (in revision).

## ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ИССЛЕДОВАНИЯ ДЖЕРФИШЕРИТА ИЗ ОСНОВНОЙ МАССЫ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ УДАЧНАЯ-ВОСТОЧНАЯ

Д.С. Юдин<sup>1</sup>, Т.А. Алифинова<sup>1</sup>, И.С. Шарыгин<sup>1,2</sup>, И.Ю. Васькова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, uudin@igm.nsc.ru

<sup>2</sup>Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Джерфишерит  $\text{K}_6(\text{Fe}, \text{Ni}, \text{Cu})_{25}\text{S}_{26}\text{Cl}$ , хлорсодержащий щелочной сульфид, является распространенным акцессорным минералом метеоритов, медно-никелевых руд, щелочных магматических пород и кимберлитов (Sharugin et al., 2007; Добровольская, 2018). В кимберлитах джерфишерит представляет собой позднемагматический минерал и встречается в основной массе (Sharugin et al., 2007; Шарыгин и др., 2011; Abersteiner et al., 2019).

Первые успешные попытки датировать К-сульфиды  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом были предприняты для щелочных основных пород диатремы Койот Пик (шт. Калифорния, США; Szamanske et al., 1978). Таким образом, логично предположить, что датирование джерфишерита из основной массы кимберлита  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом может позволить надёжно определять возраст кимберлитов. Сложность при  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировании джерфишерита в первую очередь связана с малым размером зёрен К-сульфида (от 5 до 50 мкм); это может привести к эффекту «отдачи»  $^{39}\text{Ar}$  при облучении быстрыми нейтронами и к искажению возраста. Во-вторых, выделение мономинеральной фракции затруднено тем, что джерфишерит в породах часто слагает тесные сростания (обрастания) с другими сульфидами. Для преодоления вышеупомянутых сложностей предлагается проводить отделение всех калиевых фаз (кроме К-сульфидов) из измельченной основной массы кимберлита и последующее использование лишь сульфидной фракции для дальнейшего датирования.

В данной работе выделенная сульфидная фракция (с некоторым содержанием джерфишерита) из основной массы кимберлита трубки Удачная-Восточная (Якутия) была разделена на две примерно равные части и проанализирована  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом (рис. 1). Результаты, полученные на основе настоящего исследования ( $388.4 \pm 5.1$  и  $385.4 \pm 4.9$ ), хорошо согласуются с возрастом внедрения кимберлитовой трубки (Кинни и др., 1997; Зайцев, Смелов, 2010; Юдин и др., 2014), что доказывает перспективность применения джерфишерита для датирования геологических событий, связанных с кимберлитовым и щелочным магматизмом, а также образованием рудных месторождений.



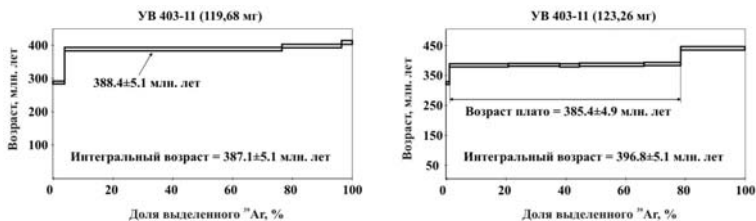


Рис. 1.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возрастные спектры, полученные по сульфидной части (с некоторым содержанием джерфшерита) из основной массы кимберлита трубки Удачная-Восточная.

*Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН и проекта РФФИ № 18-05-00211.*

Добровольская М.Г. Сульфиды щелочных металлов в природе. Москва. 2018. 159 С.

Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. ИГАБМ СО РАН; Якутск: Офсет, 2010. 108 с.

Кинни П.Д., Гриффин Б.Дж., Хеамэн Л.М., Брахфогель Ф.Ф., Спеиус З.В. Определение U-Pb возрастов перовскитов из якутских кимберлитов ионно-ионным масс-спектрометрическим (SHRIMP) методом // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 1. С. 91—99.

Шарыгин И.С., Головин А.В., Похиленко Н.П. Джерфшерит в кимберлитах Куойкского поля как индикатор обогащения хлором кимберлитовых расплавов // Докл. Акад. наук. 2011. Т. 436. № 6. С. 820-826.

Юдин Д.С., Томиленко А.А., Травин А.В., Агашев А.М., Похиленко Н.П., Орихаши Ю. Возраст внедрения кимберлитовой трубки Удачная-Восточная: U/Pb и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  данные // Докл. Акад. наук. 2014. Т. 455. № 1. С. 91-93.

Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Goemann K., Golovin A.V., Sharygin I.S., Giuliani A., Rodemann T., Spetsius Z.V., Kamenetsky M. Djerfsherite in kimberlites and their xenoliths: implications for kimberlite melt evolution // Contrib. Mineral. Petrol. 2019. P.

Czamanske G.K., Lanphere M.A., Erd R.C., Blake M.C. Age measurements of potassium-bearing sulfide minerals by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  technique // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 40. № 1. P. 107-110.

Sharygin V.V., Golovin A.V., Pokhilenko N.P., Kamenetsky V.S. Djerfsherite in the Udachnaya-East pipe kimberlite Sakha-Yakutia, Russia: paragenesis, composition and origin // Eur. J. Mineral. 2007. Vol. 19. P. 51–63.

## THE FIRST DATA $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ STUDIES OF DJERFISHERITE FROM THE BASIC MASS OF THE UDACHNAYA-EASTERN KIMBERLITE PIPE

D.S. Udin<sup>1</sup>, T.A. Alifirova<sup>1</sup>, I.S. Sharygin<sup>1,2</sup>, I.Yu. Vaskova<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia, yudin@igm.nsc.ru

<sup>2</sup>Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

Djerfisherite ( $\text{K}_6(\text{Fe,Ni,Cu})_{25}\text{S}_{26}\text{Cl}$ ) occurs as an accessory phase in the groundmass of many kimberlites, kimberlite-hosted mantle xenoliths, and as a daughter inclusion phase in diamonds and kimberlitic minerals. Djerfisherite typically occurs as replacement of pre-existing Fe-Ni-Cu sulphides (i.e. pyrrhotite, pentlandite and chalcopyrite), but can also occur as individual grains, or as poikilitic phase in the groundmass of kimberlites. In this study, we present the first data  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  studies of djerfisherite from the basic mass of the Udachnaya-Eastern kimberlite pipe.

\*\*\*\*

## ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ГАББРОИДОВ АРГЫСУКСКОГО МАССИВА (КАНСКАЯ ГЛЫБА, ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

А.Н. Юричев, А.И. Чернышов, К.С. Гулимов

Томский государственный университет, Томск, Россия, juratur@sibmail.com

Аргысукский массив расположен в пределах Канской глыбы северо-западной части Восточного Саяна. Выделен он сравнительно недавно: в 2008 г. геологами Канской ГРЭ (г. Канск) при проведении поисково-оценочных работ на Pt–Cu–Ni оруденение в данном районе. Небольшой по размерам ( $3 \times 3,5 \text{ км}^2$ ), исключительно габбрового состава он локализован на водоразделе истоков рек Аргысук и Анжа, северо-восточнее крупного Талажинского расслоенного плагиодунит-троктолит-анортозит-габбрового массива (Юричев и др., 2013). Ранее проведённые петрологические исследования позволяют предположить, что Аргысукский интрузив вероятно является саттелитом от Талажинского массива (Чернышов, Юричев, 2012; Юричев, Чернышов, 2015). Помимо высокой общности петрологических особенностей пород их габбровых серий данный вывод подкрепляется результатами аэромагнитометрии. Последние указывают на наличие в нижней части Аргысукского массива пластины ультрамафитов и их практически полную сохранность в результате крайне слабого современного эрозийного среза.

Однако предыдущие исследования затронули петрографическое, петрохимическое и геохимическое сравнение габброидов обоих массивов и их рудной специализации и не были проведены на минеральном уровне. В процессе настоящего исследования авторы попыта-

лись восполнить данный пробел, выполнив изучение химического состава породообразующих силикатных минералов Аргысукского массива и его сравнение с подобными минералами Талажинского итрузива.

Главными породообразующими минералами габброидов Аргысукского массива являются оливин (5–25 %), моноклинный пироксен (до 30 %), роговая обманка (до 30 %), плагиоклаз (60–80 %). Вторичные минералы представлены биотитом, хлоритом, актинолитом, уралитом, эпидотом и боулингитом. Рудные минералы (до 5 %) распределены неравномерно.

Для выяснения положения габброидов Аргысукского массива в эволюционной истории развития единого с Талажинским массивом родоначального расплава, на бинарные диаграммы также вынесены химические составы означенных минералов из главных типов пород Талажинского массива.

**Оливин.** Фигуративные точки составов оливинов Аргысукского и Талажинского массивов обнаруживают единый непрерывный эволюционный тренд, отражающий уменьшение магнезиальности при увеличении железистости в процессе кристаллизации дифференцированного ряда пород (рис. 1), что хорошо согласуется с общей петрографической тенденцией. При этом габброиды Талажинского массива занимают более раннее положение по отношению к аргысукским, а талажинские плагиодуниты располагаются между габброидами обоих массивов.

**Клинопироксен.** Бинарные диаграммы состава клинопироксенов построены только для габброидов Аргысукского массива по причине отсутствия аналитических данных по аналогичному минералу в Талажинском массиве.

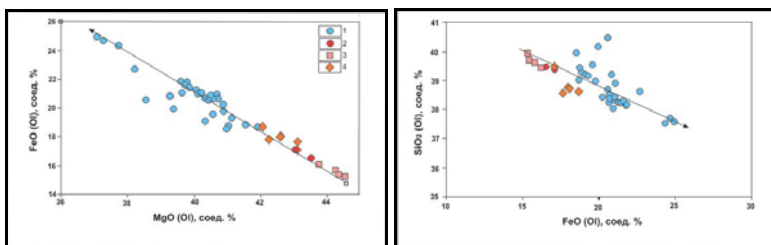


Рис. 1. Бинарные диаграммы MgO–FeO и FeO–SiO<sub>2</sub> для оливинов из пород Аргысукского (Арг) и Талажинского (Тлж) массивов: 1 – оливиновых габбро, Арг; 2 – оливиновых габбро, Тлж; 3 – троктолитов, Тлж; 4 – плагиодунитов Тлж.

Полученные фигуративные точки составов формирует линейный эволюционный тренд, характеризующийся увеличением магнезиальности и железистости при уменьшении кальция в клинопироксене в процессе кристаллизации породного ряда от оливиновых до лейкократовых габбро (рис. 2). При этом изменение роли петрогенных элементов в минерале позволяет проследить момент перехода клинопироксена от одной минеральной разновидности к другой, а именно от кристаллизующегося первым диопсида к кристаллизации авгита. В процессе формирования оливиновых разновидностей габбро кристаллизуется только диопсид. Кристаллизация авгита, очевидно, совпадает с началом кристаллизации магматической роговой обманки и впервые отмечается в роговообманковых габбро, которые, также, в незначительных количествах, содержат остаточный диопсид. Лейкократовые габбро, являющиеся крайними дифференциатами в породном ряду, содержат в своём составе только авгит.

**Роговая обманка.** Фигуративные точки составов роговой обманки в породах Аргысукского и Талажинского массивов также обнаруживают единый эволюционный тренд, характеризующийся понижением магнезиальности и повышением концентраций железа и

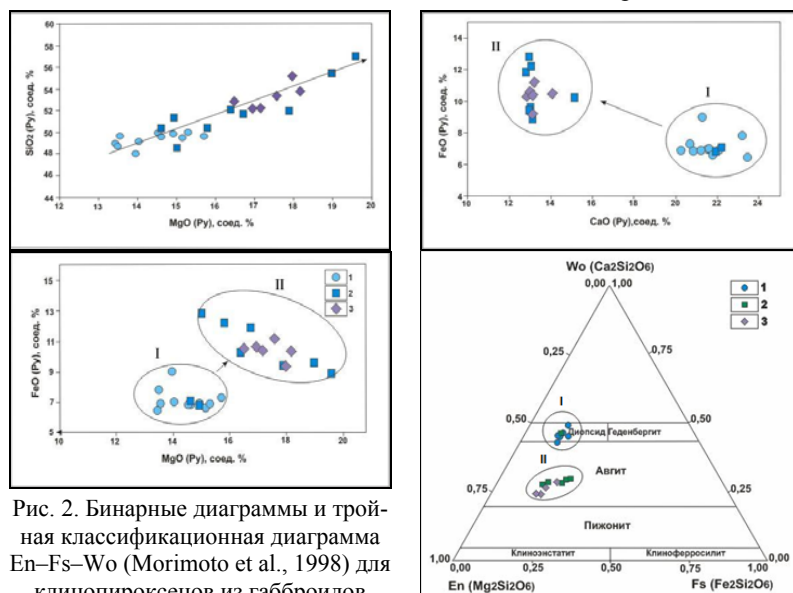


Рис. 2. Бинарные диаграммы и тройная классификационная диаграмма En–Fs–Wo (Morimoto et al., 1998) для клинопироксенов из габброидов Аргысукского массива: 1 – оливиновых; 2 – роговообманковых; 3 – лейкократовых.

кальция в минерале в процессе раскристаллизации породного ряда. Как и в вышеописанных минералах, габброиды Талажинского массива занимают генетически более раннее положение по отношению к аргысукским. При этом роговые обманки из пород обоих массивов перекрываются по составам друг с другом, не обнаруживая чёткой границы перехода (рис. 3).

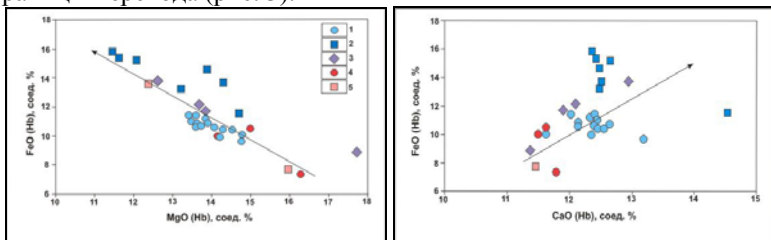


Рис. 3. Бинарные диаграммы MgO–FeO и CaO–FeO для роговой обманки из пород Аргысукского (Арг) и Талажинского (Тлж) массивов: 1 – оливиновых габбро, Арг; 2 – роговообманковых габбро, Арг; 3 – лейкократовых габбро, Арг; 4 – оливиновых габбро, Тлж; 5 – троктолитов, Тлж.

**Плагиоклаз.** Фигуративные точки массивов обнаруживают единый линейный эволюционный тренд, характеризующийся обратной корреляцией между кальцием и натрием, что отвечает общей петрографической тенденции, обусловленной снижением основности плагиоклаза по мере раскристаллизации от ранних разновидностей габброидов к поздним. При этом габброиды Талажинского массива также

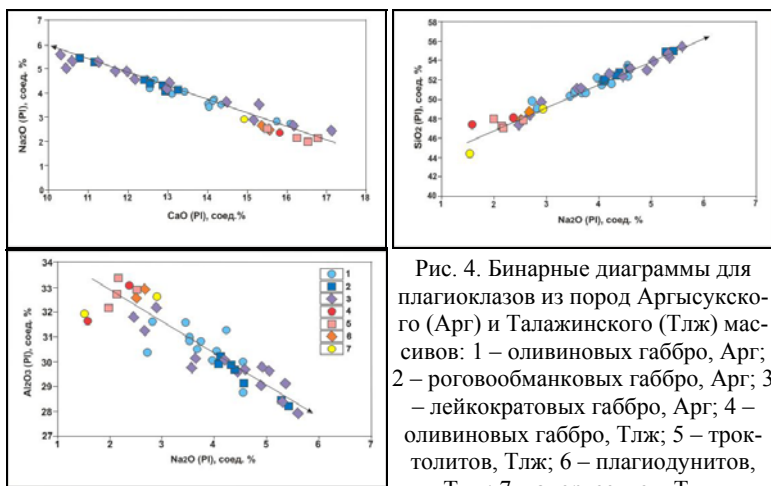


Рис. 4. Бинарные диаграммы для плагиоклазов из пород Аргысукского (Арг) и Талажинского (Тлж) массивов: 1 – оливиновых габбро, Арг; 2 – роговообманковых габбро, Арг; 3 – лейкократовых габбро, Арг; 4 – оливиновых габбро, Тлж; 5 – троктолитов, Тлж; 6 – плагиодунитов, Тлж; 7 – анортзитов, Тлж.

занимают более раннее положение по отношению к аргысукским, а талажинские плагиодуниты располагаются между габброидами обоих массивов (рис. 4).

Таким образом, показанная эволюция химического состава породообразующих минералов Аргысукского и Талажинского массивов позволяет проследить общую эволюционную тенденцию развития единого для обоих массивов родоначального магматического расплава и сделать предположение о его полигенной природе внедрения и раскристаллизации, что ранее предполагалось для Талажинского массива (Чернышов, Юричев, 2012). Авторы склоняется к двухактной модели формирования, в которой первому (более раннему) мегаритму соответствуют породы Талажинского массива, а второму – габброиды Аргысукского массива.

Плагиодуниты Талажинского массива выбиваются из общей эволюционной тенденции развития по особенностям химического состава оливинов и плагиоклазов (отмечается в последних в виде ксеноморфных выделений в интерстициях зёрен оливина) в сравниваемых массивах. По предположению авторов, подобная особенность, вероятно, связана с ассимиляционным воздействием на дуниты первого мегаритма преимущественно габброидного расплава второго аргысукского мегаритма, что приводило к привносу в интерстиции данных пород плагиоклаза, близкого по своей химической интерпретации данному минералу из габброидов Аргысукского массива. Ранее подобная модель формирования «гибридных» плагиодунитов отмечалась в работах Ф.П. Леснова и Е.В. Кислова (Кислов, 1998; Леснов, 2007).

Очевидно, аргысукские габброиды оказывали воздействие и на остальные породы Талажинского массива. Однако подтверждение данного вывода требует проведения дополнительного ряда аналитических исследований.

Кислов. Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1998. 265 с.

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

Чернышов. А.И., Юричев. А.Н. Петрология и потенциальная рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов талажинского и кулибинского комплексов Восточного Саяна. Томск: ЦНТИ, 2012. 132 с.

Юричев А.Н., Чернышов А.И. Талажинский и Аргысукский массивы: общность петролого-геохимических черт (северо-запад Вос-

точного Саяна) // Известия Томского политехнического университета. 2015. Т. 326. № 1. С. 40-49.

Юричев А.Н., Чернышов А.И., Конников Э.Г. Талажинский плагиодунит-троктолит-анортозит-габбровый массив Восточного Саяна: петрогеохимические особенности и проблемы рудоносности // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 2. С. 219-236.

Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G. Nomenclature of pyroxenes // Min. Mag. 1988. Vol. 52. P. 535-550.

### **EVOLUTION OF THE MINERAL COMPOSITION OF GABBROIDS OF THE ARGYSUKSKY MASSIF (KANSK BLOCK, EASTERN SAYAN)**

A.N. Yurichev, A.I. Chernyshov, K.S. Gulimov  
Tomsk State University, Tomsk, Russia, juratur@sibmail.com

The authors have studied the petrological and geochemical features of Talazhinsky and Argysuksky massifs of the Kansk block of the Eastern Sayan and revealed their high similarity. It was assumed that both massifs are a unified intrusive body, which was formed under the conditions of the island arc from original high- Al olivine-basalt melt. The subsequent evolution of the melt is conditioned by its movement in the Earth's crust, accompanied by contamination of the host rocks.

## АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Аило Ю. 8  
Айриянец Е.В. 142, 213  
Алифирова Т.А. 296  
Антипин В.С. 193  
Арискин А.А. 12, 219, 239, 273, 279  
Асавин А.М. 17  
Ащепков И.В. 22  
Бабинцев Н.А.  
Бадмацыренова Р.А. 29  
Базылев Б.А. 35, 178  
Бармина Г.С. 12, 219  
Белозерова О.Ю. 40  
Беляев В.А. 40, 135, 198  
Белянин Д.К. 22, 109, 142, 213  
Березин А.В. 262  
Бобошко Л.П. 213  
Богданова А.Р. 46  
Богина М.М. 53  
Бочаров В.Л. 58, 62  
Брянский Н.В. 40, 67  
Бухарев А.Ю. 279  
Вантеев В.В. 153  
Варламов Д.А. 70  
Васильев В.И. 76, 119  
Васильева Е.В. 76, 119  
Васькова И.Ю. 296  
Вахрушева Н.В. 46  
Воронцов А.А. 83  
Высоцкий С.В. 225  
Гертнер И.Ф. 115  
Гонгальский Б.И. 89  
Горнова М.А. 40, 135  
Готтман И.А. 94, 232  
Григорович А.А. 98  
Григорьева А.В. 266  
Гринев О.М. 83  
Гулимов К.С. 298  
Гурьянов В.А. 103  
Данюшевский Л.В. 12  
Демонтерова Е.И. 40  
Добрецов Н.Л. 109  
Добрецов Н.Н. 109  
Дугарова Н.А. 115  
Жатнуев Н.С. 76, 119  
Жмодик С.М. 22, 109, 142, 213  
Звягин Е.М. 126  
Злобин В.Л. 53  
Зюзин Ю.М. 126  
Ерохин Ю.В. 147  
Иванов А.В. 40  
Калашникова Т.В. 131  
Каменецкий В.С. 153  
Каримов А.А. 40, 135, 198  
Карманов Н.С. 22  
Карпухин М.И. 126  
Киселёва О.Н. 22, 142  
Кислов Е.В. 147, 153, 244  
Ковалёва С.А. 159  
Колотилина Т.Б. 285  
Королюк В.Н. 182, 189  
Корост Д.В. 239  
Котов А.Б. 174  
Костровицкий С.И. 131, 159, 162  
Котляров А.В. 251  
Котов А.Б. 174  
Криволицкая Н.А. 17, 89  
Кудряшов Н.М. 196  
Кузьмин М.И. 174  
Лавренчук А.В. 256  
Лазарева Е.В. 109  
Леднева Г.В. 35, 178  
Леснов Ф.П. 126, 182, 189  
Ли С. 262  
Ли Ч. 262  
Лоскутов И.Ю. 126  
Макрыгина В.А. 193  
Малич К.Н. 266  
Медведев А.Я. 40, 135, 198



Медведев Н.С. 22  
Мехоношин А.С. 67, 98, 285  
Михеева А.В. 147  
Мокрушин А.В. 273  
Монгуш А.А. 182, 189, 202  
Мочалов А.Г. 207  
Мурзин В.В. 70  
Нестеренко Г.В. 213  
Николаев Г.С. 12, 219, 239  
Новак Л.К. 98  
Ойдуп Ч.К. 182, 189  
Орсоев Д.А. 29, 225  
Перфилова О.Ю. 83  
Песков А.Ю. 103  
Подлипский М.Ю. 213  
Попов М.П. 147  
Приходько В.С. 103  
Пушкарев Е.В. 94, 232, 256  
Пшеницын И.В. 239  
Рассказов С.В. 8  
Руслан А.В. 225  
Салимгараева Л.И. 262  
Санжиев Г.Д. 119  
Симакин А.Г. 244  
Симонов В.А. 251, 285  
Скляров Е.В. 256  
Скублов С.Г. 262  
Служеникин С.Ф. 266  
Смолькин В.Ф. 273  
Соболев С.Н. 279  
Соловьева Л.В. 131  
Ступаков С.И. 285  
Сурков О.Н. 109  
Сутурин А.Н. 290  
Толстов А.В. 109  
Травин А.В. 22  
Тютюнник О.А. 239  
Федоровский В.С. 256  
Фиорентини М.Л. 12  
Хомяк А.Н. 239  
Чернышов А.И. 251, 298  
Чистяков А.В. 53  
Чувашова И.С. 8  
Шаралдаева В.В. 198  
Шарков Е.В. 53  
Шарыгин И.С. 296  
Шкурский Б.Б. 279  
Энхбат Д. 40  
Эрнст Р.Э. 295  
Юдин Д.С. 22, 296  
Юричев А.Н. 298  
Яковлев Д.А. 162  
Япаскурт В.О. 279  
Ясныгина Т.А. 8



Научное издание

**УЛЬТРАМАФИТ- МАФИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ:  
ГЕОЛОГИЯ, СТРОЕНИЕ, РУДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ**

Материалы научной конференции  
**16-20 сентября 2019 г.**

Статьи печатаются в авторской редакции

---

Подписано в печать 02.09.2019 г. 60×84 1/16  
Гарнитура Times New Roman. Бумага типографская. Печать офсет-  
ная.

Уч. изд. л. 15,25. Усл. печ. л. 17,9 Тираж 110 экз. Заказ № 235.

Отпечатано в типографии "Оттиск"