

Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и их минерагения

Ultramafic-mafic complexes of folded regions and its mineraгeny



Российская академия наук
Сибирское отделение
Геологический институт

Российский фонд фундаментальных исследований

Организация Объединённых Наций по вопросам образования, науки и культуры
Международная программа геологической корреляции
Проект № 592

Российское минералогическое общество
Бурятское отделение

Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и их минерагения

Материалы IV международной конференции и
III молодежной школы-семинара

Улан-Удэ
2012

УДК 552.31+553
ББК 26.325.13

Ответственный редактор:

и.о. заведующего лабораторией Геологического института СО РАН,
канд. геол.-минерал. наук Е.В. Кислов

Рецензенты:

Канд. тех. наук А.Н. Гуляшинов, д-р геол.-минерал. наук А.В. Татаринов

Конференция проведена и тезисы изданы в рамках проекта МПГК № 592 при поддержке ЮНЕСКО и при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 12-05-06055-г).

Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и их минерагения: материалы IV международной конференции и III молодежной школы-семинара. Улан-Удэ, ИД «Экос», 2012 г. - ---- с.

В материалы IV международной конференции и III молодежной школы-семинара «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и их минерагения» вошли доклады, посвященные различным аспектам геохимии, минералогии и петрологии ультрабазит-базитовых комплексов, а также связанных с ними полезных ископаемых.

Издание будет полезно широкому кругу специалистов, студентов, магистрантов и аспирантов, занимающимися различными геологическими проблемами, связанными с ультрабазит-базитовыми комплексами и приуроченными к ним полезными ископаемыми.

ISBN

© Коллектив авторов
© ИД «Экос», 2012



Эдуард Германович Конников
(30.08.1935, г. Пермь – 23.09.2011, г. Черноголовка Московской области)

Э.Г. Конников в 1958 г. окончил Ленинградский горный институт имени Г.В. Плеханова. В 1958-1972 гг. работал в Восточно-Казахстанской области старшим техником-геологом, начальником геологоразведочных партий, старшим инженером по поискам Алтайской геолого-съемочной экспедиции. В 1971 г. в Институте геологии и геофизики СО АН СССР (Новосибирск) защитил кандидатскую диссертацию «Особенности магматизма зоны сочленения Юго-Западного Алтая и Колбы».

В Бурятию приехал в 1972 г., пройдя по конкурсу на должность старшего научного сотрудника Геологического института БФ СО АН СССР. С 1979 г. был заведующим лабораторией, заместителем директора, с 1989 по 1995 гг. директором Бурятского геологического института СО РАН. В 1983 г. в Институте геологии и геофизики СО АН СССР (Новосибирск) защитил докторскую диссертацию «Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья: петрология и рудообразование». В 1995 г. перевелся по семейным обстоятельствам в Институт экспериментальной минералогии РАН (Черноголовка Московской области), где работал заведующим лабораторией, заместителем директора, в последние годы – ведущим научным сотрудником.

Э.Г. Конников - известный специалист в области петрологии и рудообразования в ультрабазит-базитовых комплексах. Во время работы в Бурятии он внес существенный вклад в изучение геологии зоны БАМ и Восточного Саяна. Его работы были посвящены медно-никелевым, платинометальным, железо-титан-ванадиевым и золоторудным месторождениям и рудопроявлениям. Им разработан метод локального прогноза богатого медно-никелевого оруденения, одобренный Министерством геологии СССР, научными и производственными геологическими организациями. Предложена рудогенетическая модель образования ряда восточно-саянских месторождений золота. В этих разработках Э.Г. Конников широко применял современные экспериментальные, изотопные, геохронологические и геохимические методы.

Результаты исследований Э.Г. Конникова изложены в более 300 опубликованных научных работах, среди которых 10 монографий. Э.Г. Конников руководил спецсоветом института по защите кандидатских диссертаций и входил в состав докторского спецсовета в Новосибирске. Был членом редколлегии журнала «Геология и геофизика», Научного совета по проблемам геологии докембрия РАН (Санкт-Петербург), Объединенного ученого совета по наукам о Земле СО РАН. Награжден медалью «За строительство БАМ» и рядом других наград, Заслуженный деятель науки Республики Бурятия.

Эдуард Германович всегда заботился о своих сотрудниках, под его чутким руководством защищены 4 кандидатские диссертации. В самые тяжелые годы начала перестройки под его руководством институт не только не развалился, но укреплялся, принимая на работу новых специалистов и укрепляя приборную базу. Свою работу, геологию он любил фанатично, забывая обо всех житейских проблемах. Несмотря на тяжелую болезнь, он до последних дней писал статьи, выступал с докладами, помогал ученикам. Светлая память великому труженику.

ПРЕДИСЛОВИЕ

IV Международная конференция и III молодежная школа-семинар «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и их минерагения» проведены 27-31 августа 2012 г. на турбазе «Байкальский залив» на ст. Байкальский прибой Кабанского района Республики Бурятия. Она была организована Геологическим институтом СО РАН и Бурятским отделением Российского минералогического общества при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований в рамках проекта МПГК № 592 при поддержке ЮНЕСКО.

Эта конференция традиционная. Первая международная конференция «Ультрамафит-мафитовые комплексы складчатых областей докембрия» была посвящена 70-летию Э.Г. Конникова и прошла 6-9 сентября 2005 г. в п. Энхалук Кабанского района Республики Бурятия. Вторая конференция «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей» состоялась в п. Черноруд Ольхонского района Иркутской области 20-25 августа 2007 г., третья «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения» в г. Качканар Свердловской области 28 августа - 2 сентября 2009 г.

В промежутках прошли две молодежных школы-семинара: «Рудоносность ультрамафит-мафитовых и карбонатитовых комплексов складчатых областей» в п. Горячинск Прибайкальского района Республики Бурятия 9-12 сентября 2008 г. и «Геохимия, петрология и рудоносность базит-ультрабазитовых комплексов» в п. Черноруд Ольхонского района Иркутской области 1-5 сентября 2010 г.

Еще одной традицией стало проведение тематических секций на XI Всероссийском петрографическом совещании в Екатеринбурге 2010 г. и VII Косыгинских чтениях «Тектоника, магматизм и геодинамика Восточной Азии» 2011 г. в Хабаровске.

Совмещенные IV Международная конференция и III молодежная школа-семинар «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и их минерагения» посвящены памяти Э.Г. Конникова (1935-2011).

Конференция посвящена различным аспектам геохимии, минералогии и петрологии ультрабазит-базитовых комплексов, а также связанных с ними полезных ископаемых, обсуждение которых важно и полезно для теории и практики профессионалов в этой области.

FOREWORD

The IV International conference and the III school-seminar for early-career "Ultramafic-mafic complexes of folded regions and their minerageny" was on August 27-31, 2012, on base «Baikalian bay» on st. Baikal'skiy priboy, Kabansk district, Republic of Buryatia. It was organized by Geological Institute, SB RAS, Buryatian Division of Russian Mineralogical Society with financial support of Russian Foundation for the Basic research in frame of IGCP project # 592 sponsored by UNESCO-IUGS.

Those conferences are traditional. The 1st International conference "Ultramafic-mafic complexes of Precambrian folded regions" was dedicated to the 70th Anniversary of Prof. E.G. Konnikov and was held on September 6-9, 2005, in Enhaluk of Lake Baikal are. The 2nd conference "Ultrabasite-basite complexes of folded regions" took place in Chernorud, Olhon district, Irkutsk Region, on August 20-25, 2007. The 3rd meeting "Ultrabasite-basite complexes of folded regions and related deposits" was help in Kachkanar, Sverdlovsk Region, on August 28 - September 2, 2009.

Later, we organized two school-seminars for early career scientists: "Ore-bearing of ultramafic-mafic and carbonatite complexes of folded regions" in Goryachinsk, Transbaikalia

Region, Republic Buryatiya, September 9-12, 2008, and "Geochemistry, petrology and ore-bearing of ultrabasite-basite complexes" in Chernorud, September 1-5, 2010.

Besides, we had a thematic session at the XI All-Russian petrographical conference in Ekaterinburg, August 24-28, 2010, and the VII Kosygin meeting "Tectonics, magmatism and geodynamics of East Asia" in Khabarovsk, September 12-15, 2011.

The IV United International conference and the III school-seminar for early career scientists "Ultramafic-mafic complexes of folded regions and its minerageny" are Professor E.V. Konnikov (1935-2011) memorial meetings.

The main topics of the conference are geochemistry, mineralogy and petrology of mafic-ultramafic complexes, which discussion is important for making progress in theoretical and applied geology will be interesting to many researchers.

О ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ РУДАХ КРУЧИНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Б.Н. Абрамов

*Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия,
sbras@mail.ru*

ABOUT TITANOMAGNETITE ORES OF THE KRUCHINISKY DEPOSIT (EAST TRANSBAIKALIA)

B.N. Abramov

*Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS Chita, Russia,
sbras@mail.ru*

The Kruchininsky apatite-titanomagnetite deposit is dated to Paleozoic Angashansky gabbro-anorthosite stock. In geological structure of stock takes part two complexes of the basic rocks: anorthosite and gabbro-pyroxenite to which the basic is dated apatite-titanomagnetite mineralization. Capacity of ore bodies reaches 160 m, extension – 1.5 km. Titanomagnetite ores are characterized by increased concentration of Ti, Fe, P and V. Geochemical peculiarities of gabbroids from Angashansky stock specify their formation in island arc situation.

Кручининское апатит-титаномagnetитовое месторождение расположено в 70 км северо-восточнее г. Читы. Оно приурочено к Ангашанскому габброидному массиву, расположенному в верхнем течении р. Кручина, в бассейне его правых притоков – Козулькина и Ангашан. По данным А.В. Фомивко и др. (1959 г.), площадь Ангашанского массива составляет 4 км² (рис. 1).

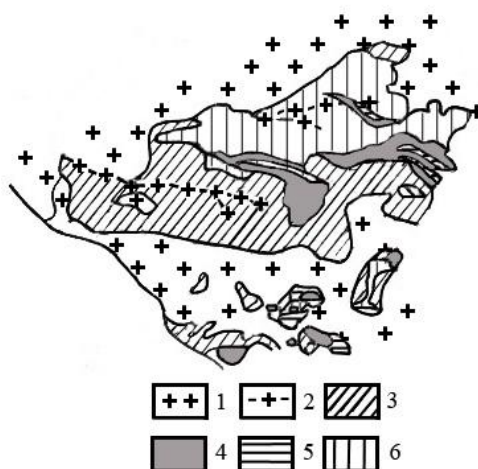


Рис. 1. Схема геологического строения Кручининского апатит-титаномagnetитового месторождения (по А.В. Фомивко, 1959 г.)

1 – биотит-роговообманковые граниты, 2 – дайки гранит-порфиров, 3 – анортизиты, лейкократовые габбро и габбро-диориты, 4 – пироксениты с рудной вкрапленностью, 5 – полосчатые рудные оливиновые габбро, 6 – габбро с рудной вкрапленностью.

Ангашанский массив входит в состав палеозойского кручининского интрузивного комплекса, выделенного Н.И. Тихомировым [6]. Комплекс объединяет основные, средние и ультраосновные породы, которые слагают расслоенные тела площадью до 20 км² [5].

Рассматриваемый габбро-анортозитовый массив имеет в плане форму крупного неправильного овала, вытянутого в широтном направлении. В геологическом строении

массива принимает участие два комплекса основных пород: рудоносный габбро-пироксенитовый и анортозитовый.

Породы и руды габбро-пироксенитового комплекса слагают центральную и северную часть Ангашанского массива. Участок, сложенный этими породами имеет размеры 2,7×1,0 км, при вертикальной мощности – 200-300 м. В составе габбро-пироксенитового комплекса отмечаются следующие разновидности пород: 1) средне-крупнозернистое габбро с редкой вкрапленностью ильменита и магнетита¹; 2) оливинное габбро с редкой, изредка средней минерализацией; 3) рудное полосчатое габбро со средней и густой вкрапленностью ильменита и титаномагнетита и вкрапленностью оливина; 4) крупнозернистое и гигантозернистое габбро массивной текстуры с равномерной и гнездовкрапленной средней и густой рудной минерализацией; 5) неравномернозернистые до гигантозернистых пироксениты с равномерной и гнездовкрапленной средней и густой рудной минерализацией и вкрапленностью оливина; 6) сплошные (сливные) титаномагнетитовые руды.

Породы анортозитового ряда слагают южную часть габбро-анортозитового массива. Породы анортозитового комплекса представлены анортозитами и лейкократовыми габбро. Лейкократовые габбро отмечаются в виде полос и шлиров с расплывчатыми очертаниями. Размер этих обособлений варьируют от 10×п сантиметров до 10×п метров. В лейкократовых габбро вблизи контактов с пироксенитами обычны ксенолиты рудных пироксенитов размерами до нескольких метров в поперечнике. Породы габбро-анортозитового комплекса пересекаются диабазовыми дайками.

Характерной особенностью Ангашанского массива является расслоенность. Выявлено два типа расслоенности: 1) крупномасштабное расслоение; 2) тонкая ритмичная слоистость[1]. Первый тип расслоенности выражается в чередовании линзовидных тел пироксенитов, мощность которых достигает 10-15 м, с габброидами, значительно уступающими им по мощности. Тонкая ритмичная слоистость отмечается в пределах габброидных горизонтов. Мощность ритмов достигает нескольких десятков сантиметров и выражается в перемежаемости трех основных типов пород – габбро, лабрадоритов и пироксенитов, обычно обогащенных титаномагнетитами.

Титановое оруденение в породах массива связано с ильменитом и титаномагнетитом. По данным предшествующих исследователей, в породах габбро-анортозитового комплекса установлены повышенные концентрации Ti(табл. 1), Fe, P, V.

Табл. 1

Содержание TiO₂ в породах Ангашанского массива, %

Породы	Содержание TiO ₂ от-до/среднее
Габбро	2,0-5,5 / 3,51
Оливиновое габбро	4,5-7,5 / 5,71
Рудное полосчатое габбро	5,0-9,0 / 7,10
Гигантозернистое габбро	6,5 -9,0 / 7,81
Рудные пироксениты	6,5-12,0 / 8,70
Анортозиты	1,0-2,0 / 1,76

¹Классификация по количеству рудной минерализации: сплошные (сливные) руды – более 70% рудных минералов; густой вкрапленности – 30-70%; средней вкрапленности – 10-30%; редкой вкрапленности – 1-10%; рассеянной вкрапленности – 0,1-1%.

Фосфор связан с апатитом, который локализуется в рудных пироксенитах и рудном полосчатом габбро. Содержание P_2O_5 в пироксенитах составляет 3,0-3,5%. Наиболее высокие концентрации V_2O_5 , составляющие около 0,1% отмечаются в пироксенитах.

По содержанию полезных компонентов среди пород габбро-анортозитового комплекса выделяются рудные пироксениты, гигантозернистые габбро и рудные полосчатые габбро. Гигантозернистые габбро и рудные полосчатые габбро характеризуются небольшой мощностью до 10-12 м. Рудные пироксениты имеют пластообразную форму. Мощность наиболее крупных рудных тел достигает 160 м, протяженность – 1,5 км. В рудных пироксенитах отмечаются повышенные концентрации платины до 2 г/т.

По характеру выделения рудных минералов и данным химического анализа выделены следующие типы руд:

- 1) Убогие и вкрапленные руды, содержащие TiO_2 1,5-2%; Fe – 5-10%; P_2O_5 – до 1% и V_2O_5 – 0,01×n%;
- 2) Вкрапленные руды, содержащие TiO_2 6-8%; Fe до 18%; P_2O_5 до 4% и V_2O_5 – 0,08%;
- 3) Богатые вкрапленные руды, содержащие TiO_2 до 15%; Fe до 24%; P_2O_5 до 6% и V_2O_5 – 0,1%;
- 4) Сплошные (сливные) руды - TiO_2 до 18%; Fe до 30%; P_2O_5 до 6% и V_2O_5 – 0,12%.

Убогие и бедные вкрапленные руды отмечаются в слабооруденелых лейкократовых, реже оливиновых разностях габбро. Рудные минералы представлены титаномагнетитом и магнетитом с редкими зернами ильменита. Вкрапленные руды представляют собой рудоносные разности мезократового и более основных разновидностей габбро, а также пироксенитов. Рудные минералы отмечаются в виде равномерной рассеянной вкрапленности ильменита, титаномагнетита, магнетита и редкой вкрапленности пирита и пирротина. Богатые вкрапленные руды представлены интенсивно оруденелыми разностями пироксенитов среднезернистой и гигантозернистой структуры, реже меланократовых и мезократовых разновидностей габбро. Рудные тела, образованные богатыми вкрапленными рудами, имеют пластообразную форму.

Сплошные сливные руды образуют рудные тела, на 70-90% сложенные рудными минералами. При этом содержание апатита в них колеблется в широких пределах. Нередко зерна апатита образуют обогащенные прослойки, и руда приобретает полосчатую текстуру. Тела сплошных сливных руд обычно имеют линзовидную форму, расположенных среди богатых вкрапленных руд. В сливных рудах пирит, пирротин и халькопирит отмечаются в виде единичных зерен.

Геохимические особенности габброидов Кручининского месторождения указывают на их образование в островодужной обстановке (рис. 2).

Таким образом, титаномагнетитовое оруденение на Кручининском месторождении приурочено в габбро-анортозитовому комплексу, где образует рудные тела мощностью до 160 м, протяженностью – до 1,5 км. Титаномагнетитовые руды характеризуются повышенными концентрациями Ti, Fe, P и V. Образование габброидов Кручининского месторождения происходило в островодужной обстановке.

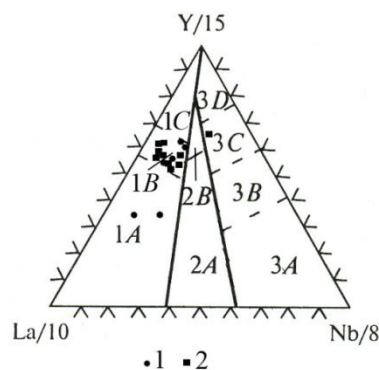


Рис 2. Дискриминационная диаграмма La – Y – Nb для базитов [7].

Поля на диаграмме: 1 – базальты вулканических дуг (1А – известково-щелочные базальты, 1С – островодужные толеиты, 1В – известково-щелочные базальты и островодужные толеиты); 2 – континентальные базальты (2А – континентальные базальты, 2В – базальты задуговых бассейнов); 3 – океанические базальты (3А – щелочные базальты внутриконтинентальных рифтов; 3В, 3С – Е-тип MORB; 3В – обогащенные; 3С – слабо обогащенные; 3D – N тип MORB. 1 – габброиды безрудные, 2 – габброиды с апатит-титаномагнетитовой минерализацией.

1. Лебедев А.П. Расслоенные текстуры и титановая минерализация в Ангаганском расслоенном массиве (Забайкалье) // Особенности формирования базитов и связанной с ними минерализации. М.: Наука, 1965. 5-112 с.

2. Объяснительная записка к геологической карте Читинской области, масштаба 1:500000. Чита. 1997. 239 с.

3. Тихомиров Н.И. Интрузивные комплексы Забайкалья. М.: Недра, 1964. 215 с.

4. Cabanis B., Lecomte M. Le diagramme La/10 – Y/15 – Nb/8; un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et / ou de contamination crustale // C.R. Acad. Sci. Ser. II. 1989. V.309. P. 2023-2029.

РЕИНТЕРПРЕТАЦИЯ НЕКОТОРЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЙ

А.А. Амиржанов

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, amir@crust.irk.ru

REINTERPRETATION OF SOME GEODYNAMIC CONSTRUCTIONS

A.A. Amirzhanov

Institute of Earth's crust SB RAS, Irkutsk, Russia, amir@crust.irk.ru

Geodynamical principle determining the relationship character between the geological phenomena, like the seismicity and subduction is proposed.

Современное состояние геодинамики до сих пор характеризуется раздвоением, противоборством взаимоисключающих представлений – фиксизма и мобилизма. В такой ситуации достаточно нелепым выглядит употребление понятия "парадигма", которое в значительной степени означает "образец" (для подражания?!), "норма", "общепринятое представление", то есть имеет признаки договорённости, моды, даже навязывания, и методологически не несёт познавательного, гносеологического начала в отличие от ранее употребительных понятий "гипотеза", "теория" или, нейтрально, "концепция".

Применительно к территории Забайкалья существует много точек зрения об истории его геологического развития, среди которых главенствующее положение ныне

занимает гипотеза о существовавшем Палеоазиатском океане с соответствующими атрибутами, такими как "островные дуги", "коллизии", "субдукция андийского типа" и тому подобное. Однако геодинамика региона во многом остаётся загадочной. Не решён также широкий спектр геолого-петрологических вопросов, например, таких, как неясность границы Сибирского кратона, природа интенсивного гранитоидного магматизма и тектономагматической активизации, включающей как Забайкалье, так и Сибирскую платформу, и многие другие вопросы.

Со времён начала функционирования тектонического семинара, организованного в начале 70-х в МГУ В.Е. Хаиным и С.А. Ушаковым, на котором, будучи студентом-геохимиком, слышал многие доклады, в том числе выступление ярого приверженца субдукции Л.И. Лобковского (тогда аспиранта О.Г. Сорохтина), мало что теоретически изменилось. Хотя следует признать, что семинар многое сделал в пропаганде идей А. Вегенера и его последователей. Фактически через много лет можно констатировать, что, по большому счёту, работа семинара являлась проработкой новой глобальной тектоники (тектоники плит) именно как рабочей гипотезы, но не более того, поскольку эта гипотеза, полная противоречий и неувязок, приобрела механистичность, обособленность от реальной геологии, даже вульгарность, понимая под последней появление фантастических представлений, как, например, объяснение субдукцией неких "островодужных меток" под кимберлитовыми полями или трапповый магматизм Сибирской платформы нырнувшей с юга плитой и так далее; то есть фактически эта гипотеза широкоохватной теорией не стала.

В этой связи знаменательно появление на совещании в МГУ, посвящённом памяти В.Е. Хаина, доклада с названием "Отсутствие признаков субдукции в строении Курильского глубоководного жёлоба" [2]. Подчеркну следующие важные его моменты: 1) данный протяжённый субширотный разрез (Охотское море – Тихий океан) является модельным, эталонным (= "парадигмическим") в тектонике плит; 2) профилирование выполнено на высоком уровне (сейсмотомография) достаточно известным геофизиком из "Севморгео". Отсутствие аккреционных призм и "засасывания" осадков под континент, их распространение мористее континентальной окраины и равномерность осадочного плаща как на шельфе, так и в океане (фактически необъяснимая молодость жёлоба!), привели автора к обратному выводу – о всплытии из-под континента на восток "океанического" дна (то есть некоего будущего океанического материала). Эти выводы согласуются с ранее предложенным механизмом эдукции [6]. Также ранее, данными иностранных геофизиков и непосредственным бурением, показано, что строение так называемой "зоны аккреции" полностью исключает субдукцию из реальных геологических факторов, влиявших на геологию западного циркумпаффика.

Дополнительные спорные моменты в механизме субдукции: 1) неестественная асейсмичность грандиозной якобы "движущейся плиты", простирающейся от срединно-океанического хребта к западу, к восточному побережью Евразии; 2) неестественно длительно, десятки миллионов лет стационарно существующие "конвективные ячейки",двигающие "плиты" и выплавляющие неестественно громадные объёмы магм (причём облегчённых кремнезёмом!), многократно превышающие объёмы базальтов, сформировавшихся в периоды земных катастроф, например в пермо-триасе на Сибирской платформе. Существует также ряд других "антисубдукционных" геологических данных, в том числе полученных при бурении в акватории Тихого океана.

Таким образом, внятное объяснение физической сущности субдукции не приводится. Более того, можно утверждать, что сейсмичность восточной окраины нашего континента накладывает запрет на реализацию субдукции, как бы это

парадоксально, поскольку обычно считается, что сейсмичность вызвана ныряющей плитой.

Физическую суть подобного запрета рассмотрим на ряде примеров. Один из них – железомарганцевые конкреции (ЖМК). Академик Н.М. Страхов назвал их эфемерными образованиями, поскольку они формируются в бассейнах со скоростями осадконакопления, превышающими скорости роста ЖМК на несколько порядков [4]. То есть ЖМК обязаны неминуемо захорониться и раствориться в осадке вследствие восстановления Fe^{3+} до Fe^{2+} из-за образования растворимых соединений закисного железа. Специфичны ареалы формирования ЖМК – это как океаны, так и внутренние моря, включая Байкал. В оз. Байкал ЖМК подразделяются на мелководные (Муринская, Посольская и другие банки, глубина до 100 м) и глубоководные (возле Ушканьих островов, глубина сотни метров). Первые имеют уплощённую форму с отчётливыми зонами роста, размером до 10-12 см в диаметре, и по составу существенно не отличаются от океанических ЖМК [1]. Скорости осадконакопления по U-Th-радиоизотопным данным для глубоководных условий оз. Байкал (хр. Академический), то есть областям с пониженными скоростями седиментогенеза, составляют 4,51-5,56 см/1000 лет [3]. Несомненно, применительно к мелководным ЖМК, приуроченным к прибрежной зоне с максимальными, порой катастрофическими скоростями осадконакопления, возникает вопрос об их сохранности на поверхности осадков, представленных, тем более, иногда менее плотными водонасыщенными илами. Причиной, обуславливающей сохранность байкальских ЖМК, является более чем достаточная сейсмичность (несколько тысяч землетрясений в год). По сути, физически этот процесс аналогичен встряхиванию сковороды чтобы котлеты не пригорали к её дну.

Дополнительные примеры: 1) теннисный шарик, погруженный в песок, при встряхивании всплывает на поверхность; 2) литологам давно известны эксперименты, демонстрирующие всплытие крупных обломков, гальки из смеси при её вибрации; 3) при заливке изделий из бетона при его вибрационном уплотнении всплывают любые крупные твёрдые обломки, используемые как наполнители; причём выталкивающая сила в этом случае весьма велика; 4) аналогично, опытным путём [5] доказан эффект всплытия тяжёлых металлических шаров в цилиндре с вибрирующей жидкостью (рис. 1); 5) вибрация используется также в металлургии для очистки металлов от примесей и придания им прочности, при процессах обогащения руд и во многих других случаях.

Но не являются ли эти примеры экзотическими, не имеющими отношения к предполагаемым грандиозным подвижкам "плит" под континенты? Ответ на этот вопрос должна дать система сведений, среди которых одними из ведущих являются энергетические характеристики сейсмичности в зонах "субдукции". Вместе с тем в подобную систему уже включены множество необъяснённых фактов, противоречащих реальности субдукции, а также демонстрирующих явную двойственность толкования, казалось бы, неоспоримых доказательств в пользу поддвигов; например: 1) сейсмичность может быть обусловлена не релаксационными "тектоническими" процессами, а флюидно-взрывными, что давно показано вулканологами и как бы не требует особых доказательств, глядя на огромные массы извергающихся газов; 2) наклон "плоскости" обусловлен не подныриванием "плиты" по механизму резца согласно сторонникам субдукции, а торцевыми соударениями разнопрочностных сред (хрупкого кратона и более вязкого океана) и так далее.

Некоторые же оценки сейсмозергетики показывают, что механизм субдукции может оказаться фантомом, иллюзионистским трюком Природы. Так, в [7] рассчитано изменение гравитационной энергии, произведенной более 11 тысячами землетрясений, произошедших в период 1977-1993 г., приведших к весьма существенному ($\approx 2 \cdot 10^{12}$ Вт) уменьшению гравитационной энергии Земли, на несколько порядков превышающей энергию сейсмических волн ($4.7 \cdot 10^9$ Вт) и энергию увеличения скорости вращения Земли ($6.7 \cdot 10^9$ Вт).

В заключение необходимо подчеркнуть, что в геодинамике, таким образом, выявляется важный принцип, устанавливающий взаимосвязь между сейсмичностью и тектоническими движениями. А именно, сейсмичность является процессом, реагирующим обратным направленным действием на процессы разуплотнения тепловой, флюидной, механически-деструктивной или иной природы (вулканы, "зоны субдукции" и другие), то есть направленным именно на уплотнение тех или иных геоблоков, очагов и так далее.

Бытовым примером этого принципа может служить утриска сыпучих продуктов с целью максимально уместить их в той или иной ёмкости. Применительно к зонам "субдукции" этот принцип предполагает, что в них действительно происходит эдукция (подвсплытие) некоего вещества вследствие его разуплотнения (вероятно за счёт флюидонасыщения, плотностной метастабильности или вследствие иных причин), компенсируемое сейсмическими явлениями.

Необходимо повториться, что принцип подтверждён геологическими данными. С другой стороны, он выглядит вполне естественным в свете общефилософских, диалектических представлений, отражая противоборство и динамическое равновесие разнозначных факторов.

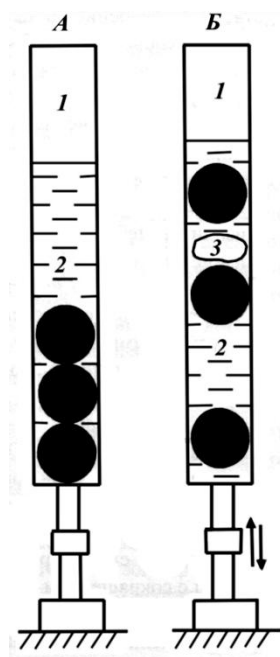


Рис. 1. Всплытие металлических шаров в цилиндре с вибрирующей жидкостью. А – вибратор выключен (1 – воздух, 2 – жидкость); Б – вибратор включен (3 – водо-воздушные каверны).

1. Амиржанов А.А., Пампура В.Д., Пискунова Л.Ф., Карабанов Е.Б. Геохимические типы железомарганцевых конкреций озера Байкал // Доклады РАН. 1992. Т. 326, № 3. С. 530-534.

2. Верба М.Л., Иванов Г.И., Тихонова И.М. Отсутствие признаков субдукции в строении Курильского глубоководного жёлоба (по данным МОВ-ОГТ на опорном профиле 1-ОМ) // Труды Междунар. Конф. «Современное состояние наук о Земле», посвященной памяти В.Е. Хаина. М: Изд-во МГУ. 2011. С. 318-323.

3. Сандимиров И.В. Геохимия и изотопный состав урана и тория в водной системе и донных осадках озера Байкал. Автореф. дисс. на соиск. учён. степ. канд. геол.-мин. наук. Иркутск. 1999. 19 с.

4. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.

5. Челомей В.Н. Парадоксы в механике, вызываемые вибрацией // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, № 1. С. 62-67.

6. Чудинов Ю.В. Расширение Земли и тектонические явления: о направлении движений в окраинно-океанических зонах // Геотектоника. 1981. № 1. С. 19-37.

7. Chao B.F., Gross R.S., Dong D-N. Changes in global gravitational energy induced by earthquakes // Geophys. J. Int. 1995. V. 122. P. 784-789.

СУЛЬФИДЫ В БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМАХ: МЕХАНИЗМ РАСТВОРЕНИЯ И МОДЕЛИРОВАНИЕ НЕСМЕСИМОСТИ

А.А. Арискин¹, Л.В. Данюшевский², Э. Мак-Нил², Г.С. Бармина¹, Г.С. Николаев¹

¹ ГЕОХИ РАН, Москва, Россия, ariskin@rambler.ru

² Тасманийский университет, Хобарт, Австралия, l.dan@utas.edu.au

SULFIDES IN BASALT MAGMAS: MECHANISM OF DISSOLUTION AND MODELING OF IMMISCIBILITY

A.A. Ariskin¹, L.V. Danyushevsky², A. McNeill², G.S. Barmina¹, G.S. Nikolaev¹

¹ Vernadsky Institute, Moscow, Russia, ariskin@rambler.ru

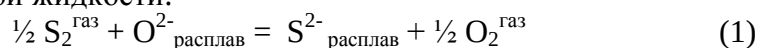
² University of Tasmania (CODES), Hobart, Australia, l.dan@utas.edu.au

We present a new sulfide solubility model accounting for the effects of pressure, temperature, major components, and Ni contents on Fe-Ni sulfide saturation in mafic to ultramafic magmas. This model is based on a premise of the existence of base metal sulfide complexes in the melt, thus explaining both anomalously high S solubility in iron-enriched systems and a “parabola-like” co-variation of S content vs. FeO. The proposed mechanism of sulfide solubility was applied to a dataset of 213 anhydrous experimental glasses (both Ni-free and Ni-bearing) and 53 S-saturated MORB glasses, allowing for construction of a SULSAT subroutine that has been incorporated into the COMAGMAT-5 magma crystallization model. It allows one to calculate SCSS in a wide range of both experimental and naturally crystallizing systems, including Fe/Ni variations in silicate melts and coexisting sulfides. Despite relatively low concentrations, nickel is shown to have a pronounced effect on S solubility, causing significant variations in the onset of sulfide immiscibility in melts with similar major element compositions. The predicted effect of Ni is to decrease sulfide solubility with increasing Ni content, leading to much lower values of SCSS in natural magmas compared to pure “FeS”-solubility models. Application examples of the new SCSS model are demonstrated on parental magmas proposed for the Bushveld Complex and the Ioko-Dovyren massif.

Резюме. Представлена новая модель растворимости серы, учитывающая влияние давления, температуры, главных компонентов и содержания Ni на насыщение мафит-ультрамафитовых магм Fe-Ni сульфидом. Она предполагает существование в расплаве Fe-Ni-S катионных комплексов, что объясняет аномально высокую растворимость S в обогащенных железом системах и параболическую зависимость содержания S от FeO. Этот механизм был использован при термодинамической обработке составов 213 экспериментальных (безникелистых и Ni-содержащих) и 53 природных S-насыщенных стекол, что позволило разработать программу SULSAT, адаптированную к новой “сульфидной” версии модели КОМАГМАТ-5. Эту модель можно использовать в широком диапазоне природных магм, включая вариации Fe/Ni отношения в расплавах и ликвирующей сульфидной жидкости. Установлено, что изменение содержаний Ni приводят к значительным вариациям начала сульфидной несмеси в расплавах близкого (по макрокомпонентам) состава. Главный эффект – понижение растворимости сульфида при повышении содержания Ni. Этот факт не учитывали предшествующие модели SCSS, калиброванные в приближении “FeS”-состава сульфида. Примеры применения новой модели растворимости сульфидной серы включают расчеты для родительских магм Бушвельдского комплекса и Йоко-Довыренского массива.

Механизм растворения сульфидной серы. Термодинамический анализ экспериментальных данных о растворимости серы в расплавах основного состава при низкой фугитивности кислорода (~QFM-1) показывает, что к железосодержащим

системам не применим простой механизм растворения, основанный на образовании анионов S^{2-} в силикатной жидкости:



Реакция (1) действительно протекает при проведении опытов в открытых условиях и описывает поступление в расплав восстановленной серы из газовой смеси CO-CO₂-SO₂ (задающей определенное давление f_{O_2} и f_{S_2}). Однако, при условии содержания FeO >> S в расплаве, практически вся сульфидная сера оказывается связана с железом в виде ассоциатов FeS и, возможно, сульфокатионных кластеров переменной зарядности $(Fe_nS)^{2(n-1)+}$, где $n=1,2,\dots$ [1]. Мы предлагаем новый подход к моделированию растворимости сульфидной серы в базальтовых магмах, учитывающий возможность образования подобных комплексов и нелинейную зависимость $\ln SCSS$ (*SulfurContent at Sulfide Saturation*) от обратной температуры. Сочетание уравнений насыщения и реакций комплексообразования позволило провести калибровки на обширном массиве экспериментальных данных (213 опытов) и составах природных сульфонасыщенных стекол ($n=53$). В результате представлена новая модель растворимости сульфидной серы в расплавах основного и ультраосновного состава, которая учитывает эффекты температуры, содержания петрогенных оксидов и NiO в магме [1]. Эта модель (названная SULSAT) обеспечивает хорошую точность расчета SCSS и применима в широком диапазоне температур (1100-1500°C) и составов (от андезитов до коматиитов). Другое принципиальное отличие включает учет содержания NiO в расплаве. При этом впервые установлено, что, несмотря на относительно низкую концентрацию, никель оказывает сильное влияние на валовую растворимость и состав сульфидной жидкости и его повышенные содержания приводят к более раннему выпадению относительно богатой Ni сульфидной фазы при тех же содержаниях главных компонентов.

Сульфидный КОМАГМАТ. Модель SULSAT была интегрирована в программу КОМАГМАТ (версия 5.2), что позволило приступить к исследованиям S-насыщенных магматических систем, моделировать изменение SCSS и пропорций силикат - сульфид при кристаллизации главных минеральных парагенезисов базальт – коматиитовых магм. Тестовые расчеты на примере родительских магм Йоко-Довыренского интрузивов позволили установить широкие вариации пропорций выделения и состава первичной сульфидной жидкости для разных сульфидно-силикатных котектик. Эти данные указывают на монотонное понижение растворимости серы и максимальный “сброс” сульфидной фазы (1-1.5 мас. %) на этапе кристаллизации Ol-Sulf котектики. Котектическая кристаллизация Ol+Pl+Sulf демонстрирует противоположную тенденцию: несмотря на продолжающееся понижение температуры, SCSS начинает расти, а пропорция сульфида падает (до 0.2 мас. %) – главным образом, за счет накопления FeO в расплаве. Для габбро-норитовых котектик характерно небольшое увеличение пропорции выделяющегося сульфида.

Моделирование сульфидной ликвации в бушвельдской магме. Авторы [2] представили результаты моделирования SCSS при равновесной кристаллизации “B-1” магмы, которая является возможным источником пород Нижней зоны и нижней Критической зоны Бушвельдского комплекса. Для этого использовалась программа MELTS (в версии PELE) и модели SCSS, предложенные в [3, 4]. По результатам этих расчетов был сделан вывод, что в случае кристаллизации магмы B-1 для насыщения остаточных расплавов сульфидом требуется от 900 до 1500 ppm S. Таким образом, обоснован вывод, что реальная эволюция бушвельдской магмы проходила в условиях недосыщенности сульфидом; для проявления сульфидной несмесимости необходимо привлечение различного рода ассимиляционных явлений. Мы провели дополнительный тест подобных расчетов, используя тот же состав магмы B-1 и новую сульфидную

версию модели КОМАГМАТ-5. Расчеты проводились при $P=1$ атм., в сухих условиях и f_{O_2} , близкой QFM (рис. 1).

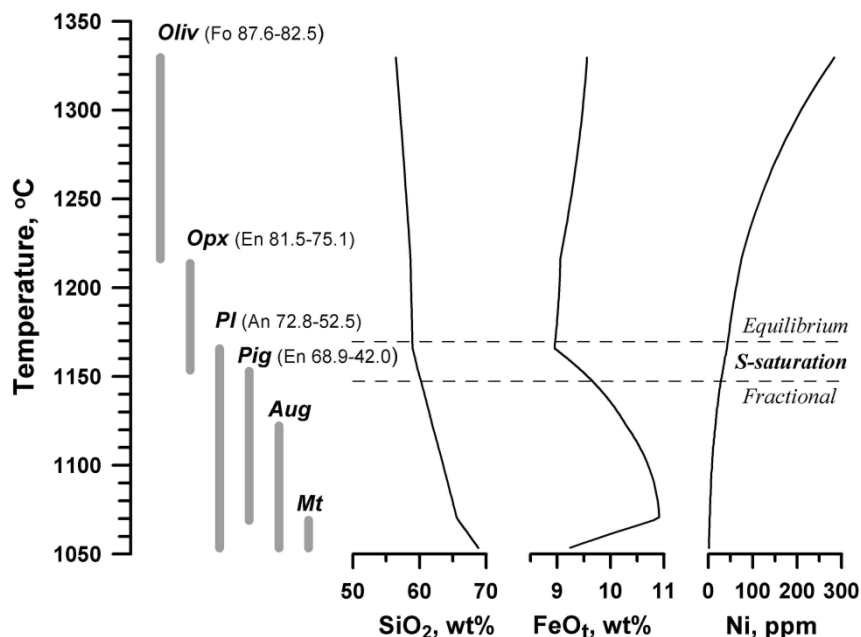


Рис. 1. Порядок фракционной кристаллизации магмы В-1 и эволюция ее состава по результатам моделирования при помощи программы КОМАГМАТ-5. Расчеты SCSS вдоль композиционных трендов проводились с учетом содержания 284 ppm Ni и 438 ppm S в исходной магме [2]. Оценки начала сульфидной несмесимости приведены для траекторий равновесной и фракционной кристаллизации.

Порядок равновесной кристаллизации: Ol (1329°C, Fo87.6) → Ol (Fo82.9) + Opx (1216°C) → Opx + Pl (1169°C, An72) → Opx + Pl (An68) + Pig (1155°C); для фракционной кристаллизации - Ol (1329°C, Fo87.6) → Opx (1214°C) → Opx + Pl (1166°C, An73) → Pl (An71) + Pig (1153°C) → Pl (An66) + Pig + Aug (1122°C) → Pl (An53) + Aug + Mt (1070°C). Обе модельные последовательности отвечают разнообразию наблюдаемых типов пород и кумулатов, представленных в Нижней зоне Бушвельда относительно высокотемпературными гарцбургитами и пироксенитами, которые вверх по разрезу сменяются менее примитивными габброноритами и габброидами. Интересно, что сульфидная несмесимость, по нашим данным, начинается в продуктах кристаллизации бушвельдской магмы сразу после появления на ликвидусе плагиоклаза (рис. 1). Это коррелирует с наблюдением первых малосульфидных горизонтов в верхней части Критической зоны – в близкой ассоциации с анортозитами [5]. Таким образом, Ni-эффект приводит к понижению SCSS в бушвельдской магме до 605-655 ppm по сравнению с простыми “пирротинowymi” моделями [3, 4].

Расчеты SCSS для Ol-кумулятов Довырена. Второй пример демонстрирует влияние валового содержания Ni в оливиновых кумулатах на эволюцию SCSS при посткумулясной кристаллизации захваченных в интеркумуляусе расплавов. С этой целью мы использовали КОМАГМАТ-5 для моделирования равновесного затвердевания богатой оливином “кристаллической каши” из нижних дунитовых горизонтов Йоко-Довыренского массива [6, 7]. Типовой расчет для Ol ортокумулята включал исходную смесь Ol (Fo88) и интеркумуляусного расплава (11 мас. % MgO, 1320°C). Дополнительный расчет проводился для затвердевания того же расплава, но в отсутствии кристаллов Ol. При этом установлено, что, несмотря на одинаковый состав исходного расплава, гетерогенная и гомогенная системы характеризуются различиями начала сульфидной несмесимости. В случае “оливиновой кристаллической каши”

модельная сульфидная жидкость появилась при температуре 1209°C – несколько раньше начала кристаллизации Pl и пироксена. В случае безоливной магмы первые сульфиды фиксируются при более низких температурах ($\leq 1173^\circ\text{C}$) в поле стабильности парагенезиса Ol-Pl-Орх-Срх. Подобные различия находят объяснение как *результат различного валового содержания Ni* в модельных системах. Действительно, интеркумулусный расплав содержал только 406 ppm Ni по сравнению с 1819 ppm Ni для оливинового кумулата. Это позволяет предполагать, что высокое содержания богатых Ni кристаллов Ol служит своего рода “буфером”, сдерживающим быстрое понижение Ni в расплаве и стабилизирующим Fe-Ni сульфид при более высоких температурах.

Благодарности. Работа проводилась в рамках Соглашения о сотрудничестве между ГЕОХИ РАН и Центром исследований рудных месторождений Тасманийского университета (г. Хобарт, Австралия) и была поддержана грантами P962 AMIRA International и Российским Фондом фундаментальных исследований (проекты 08-05-00194a и 11-05-00268a).

1. Ariskin A.A., Danyushevsky L.V., Bychkov K.A., McNeill A.W., Barmina G.S., Nikolaev G.S. Modeling solubility of Fe-Ni sulfides in basaltic magmas: The effect of Ni in the melt // *Economic Geology*, 2012 (*submitted*).

2. Barnes S.-J., Maier W.D., Curl E.A. Composition of the marginal rocks and sills of the Rustenburg Layered Suite, Bushveld Complex, South Africa: implications for the formation of the Platinum-Group element deposits // *Economic Geology*. 2010. V. 105. P. 1491-1511.

3. Li C., Ripley E.M. Sulfur contents at sulfide-liquid or anhydrite saturation in silicate melts: empirical equations and example applications // *Economic Geology*. 2009. V. 104. P. 405-412.

4. Liu Y., Samaha N.-T., Baker D.R. Sulfur concentration at sulfide saturation (SCSS) in magmatic silicate melts // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2007. V. 71. P. 1783-1799.

5. Wilson A., Chunnett G. Trace element and platinum group element distributions and the genesis of the Merensky Reef, Western Bushveld Complex, South Africa // *Journal of petrology*. 2006. V. 47. P. 2369-2403.

6. Ariskin A.A., Barmina G.S., Bychkov K.A., Danyushevsky L.V. The effect of Ni on sulphide solubility in mafic magmas: 2. Use of new version of COMAGMAT to model sulphides in gabbro-noritic melts and Ol cumulus piles // *IAGOD Symposium*, 13th, Adelaide, 6-9 April 2010. P. 300-301.

7. Ariskin A.A., Danyushevsky L.V., Bychkov K.A., Barmina G.S. Modeling sulphide solubility in MORB glasses and Ol cumulate piles: the opposite effect of NiO vs FeO in the melt // *Abs. 11th International Platinum Symposium* (Sudbury, 21-24 June 2010).

ДОВЫРЕНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС: ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ И ИСТОРИЯ СУЛЬФИДНОГО НАСЫЩЕНИЯ ИСХОДНЫХ МАГМ

А.А. Арискин¹, Э.Г. Конников², Л.В. Данюшевский³, Э. Мак-Нил³, Г.С. Николаев¹, Ю.А. Костицын¹, Е.В. Кислов⁴, Д.А. Орсов⁴

¹ ГЕОХИ РАН, Москва, Россия, ariskin@rambler.ru

² Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия

³ Тасманийский университет, Хобарт, Австралия, l.dan@utas.edu.au

⁴ Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

THE DOVYREN INTRUSIVE COMPLEX: GEOCHEMISTRY, PETROLOGY, AND THE SULFIDE SATURATION HISTORY FOR PARENTAL MAGMAS

A.A. Ariskin¹, E.G. Konnikov², L.V. Danyushevsky³, A. McNeill³, G.S. Nikolaev¹, Yu.A. Kostitsyn¹, E.V. Kislov⁴, D.A. Orsoev⁴

¹ Vernadsky Institute, Moscow, Russia, ariskin@rambler.ru

² Institute of Experimental Mineralogy, Chernogolovka Moscow region, Russia

³ University of Tasmania (CODES), Hobart, Australia, l.dan@utas.edu.au

⁴ Geological Institute, Siberian Branch of RAS, Ulan-Ude, Russia

A summary of Russian-Australian studies (2006-2011) of the Ioko-Dovyren layered massif in Northern Transbaikalia (Russia) is presented. Geochemical data include a new zircon-based age of the Dovyren Intrusive Complex (728.4 ± 3.4 Ma), Rb-Sr and Sm-Nd systematics for intrusive rocks and associated volcanics (high-Ti and low-Ti basalts), and similarity of geochemical spectra for mafic to ultramafic rocks and low-Ti metabasalts. Both temperatures (1200 - 1315°C) and compositions (12 - 8 wt% MgO) of parental magmas for the central and marginal parts of the massif are estimated. For the first time, signatures of anomalously high depletion in “mafic component” and incompatible elements for the average weighted composition of the Dovyren intrusion are discussed. These observations indicate the magma chamber should be considered as an open magma system. Thermodynamic modeling evidences for the high-Mg parent to be under-saturated with sulfide sulfur (at $\sim 1315^\circ\text{C}$), whereas more evolved residual magmas to become S-saturated at $T < 1200^\circ\text{C}$.

Резюме. В докладе подводятся итоги российско-австралийских исследований Йоко-Довыренского расслоенного массива в Северном Прибайкалье, которые проводились в период 2006-2011 гг. Геохимические данные включают новую оценку возраста Довыренского интрузивного комплекса U-Pb методом по циркону (728.4 ± 3.4 млн. лет), систематику Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем для интрузивных пород и ассоциирующих высоко-Ti и низко-Ti базальтов, установление сопряженности геохимических спектров для всех низко-Ti пород, включая главный расслоенный массив, подстилающие силлы и сыннырские вулканы. Посредством петрологических реконструкций получены оценки интервала температур (1315 - 1200°C) и состава исходных магм (~ 12 - 8 мас. % MgO) для центральной и краевых частей массива. Впервые обсуждаются признаки аномальной обедненности среднего состава Довырена “мафитовым компонентом” и всеми несовместимыми элементами относительно состава исходных магм. Это указывает на открытость довыренской магматической камеры, по крайней мере, на начальных и средних стадиях своей истории. Методом термодинамического моделирования доказывается недосыщенность исходной высоко-Mg магмы сульфидной серой в момент внедрения (при $\sim 1315^\circ\text{C}$) и пересыщенность сульфидом продуктов ее дифференциации при $T < 1200^\circ\text{C}$.

Возраст Довырена. Новые данные о геохронологии Довыренского интрузивного комплекса и ассоциирующих метариолитов Сыннырского хребта получены путем локального анализа цирконов в образцах методом лазерной абляции [1]. U-Pb возраст безоливиновых габброноритов из прикровельной части Йоко-Довыренского массива 730 ± 6 млн. лет, (СКВО=1.7, 33 зерна из 3 образцов) близок оценке 731 ± 4 млн. лет (СКВО=1.3, $n=56$, 5 образцов) для 200-м силла, подстилающего плутон (рис. 1). Эти данные перекрываются с возрастом перекристаллизованного роговика внутри массива (“чарнокитоид” – 723 ± 7 млн. лет, СКВО=0.12, $n=10$) и дайки габбронорита ниже его основания (725 ± 8 млн. лет, СКВО=2.0, $n=15$). Полученные оценки согласуются с возрастом альбитового роговика (721 ± 6 млн. лет, СКВО=0.78, $n=12$), представляющего низкотемпературную фацию контактового метаморфизма вмещающих пород. Таким

образом, общее значение возраста Довыренского комплекса 728.4 ± 3.4 млн. лет (СКВО=1.8, $n=99$ – по данным для силла, прикровельных габброноритов и “чарнокитоида”) оказывается на ~55 млн. лет древнее оценки 673 ± 22 млн. лет (Sm-Nd [2]). U-Pb система циркона для кварцевых метапорфиров из основания иняптукской вулканической свиты СВ Йоко-Довыренского массива оказалась нарушенной. Более древнее значение 729 ± 14 млн. лет (СКВО=0.74, $n=8$) отвечает интрузивным породам Довырена, тогда как возраст “омоложенных” зёрен циркона 667 ± 14 млн. лет (СКВО=1.9, $n=13$) указывает на время гидротермально-метасоматических процессов, охвативших вулканоплутонический комплекс, включая серпентинизацию гипербазитов. Этот вывод подтверждают результаты Rb-Sr изотопных исследований с частичным кислотным растворением для двух серпентинизированных перидотитов из силла Верблюд, указывающие на возраст наложенных процессов 659 ± 5 млн. лет (СКВО = 1.3, $n=3$).

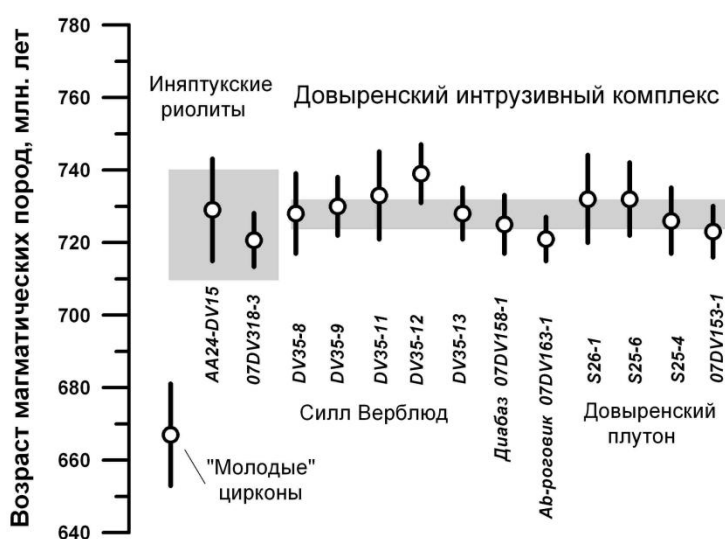


Рис. 1. График распределения возраста пород Сыннырско-Довыренского вулканоплутонического комплекса по результатам локального анализа цирконов в образцах LA-ICPMS

Исследования Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем показали, что высоко-Ti базальты ассоциирующей с Довыреном иняптукской свиты представляют мантийный источник, близкий источнику MORB. Тогда как изотопный состав Sr и Nd всех интрузивных пород и низко-Ti базальтов Сыннырского хребта указывает на их происхождение из аномально обогащённого источника (рис. 2) с модельным возрастом около 3 млрд. лет.

Другое интересное наблюдение состоит в том, что наиболее обогащенные Sr-Nd изотопные характеристики (из всех довыренских пород) несут в петрологическом смысле наиболее примитивные диабазы и пикродолериты нижней закалочной зоны. Остальные интрузивные мафиты и ультрамафиты оказываются “менее обогащенными” – по изотопным признакам промежуточными между исходными высоко-Mg магмами и вмещающими породами (прежде всего, доломитами). Это необычная ситуация, которая несет потенциал для разделения эффектов участия ранней коры и/или обогащённой литосферной мантии в формировании обогащенного высоко-Mg источника и более поздних процессов внутрикамерной ассимиляции вмещающих пород на стадии внедрения исходных магм.

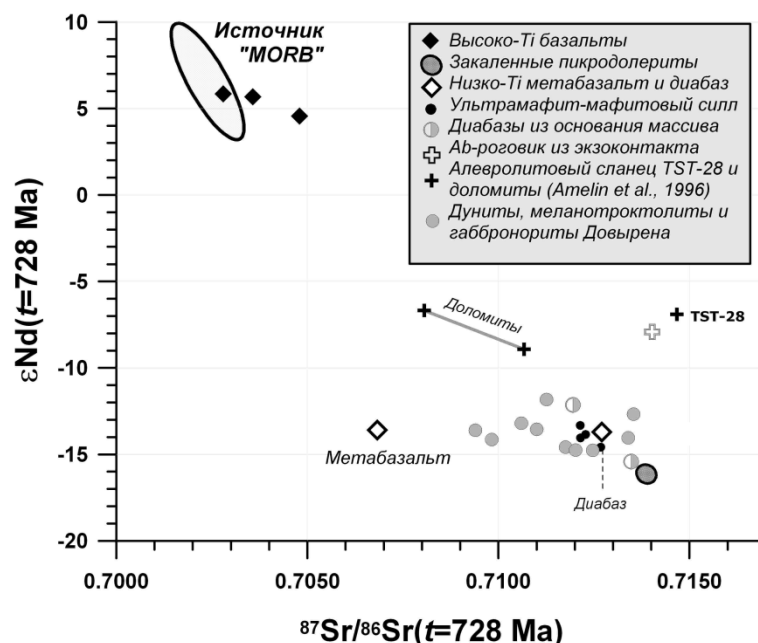


Рис. 2. Исходные изотопные соотношения Sr и Nd для интрузивных, (мета)вулканических и осадочных пород Сыннырско-Довыренского комплекса

Геохимия. Нормированные на примитивную мантию редкоэлементные составы интрузивных пород и вулканитов демонстрируют сопряженность геохимических спектров для всех низко-Тi пород Сыннырско-Довыренского комплекса. Они несут признаки сильного обогащения Pb, U и Th при наличии отчетливого Nb-Ta минимума. При этом составы закаленных диабазов нижнего контакта Довырена и низко-Тi андезибазальтов сыннырской свиты практически перекрываются. Мы рассматриваем этот факт не просто как свидетельство идентичности родительских магм, но также как косвенное указание на то, что довыренская камера могла существовать в режиме открытой системы и явилась своего рода проводником для значительного объема сыннырских вулканитов. Об этом свидетельствуют отличия средневзвешенного состава Йоко-Довыренского массива и закаленных пикродолеритов нижнего контакта. Это сравнение показывает, что относительно исходной пикритоидной магмы Довырен в среднем в два-три раза обеднен всеми несовместимыми элементами. Столь сильная обедненность компонентами, обогащающими расплав, коррелирует с необычным (в среднем троктолитовым) составом массива, что отражается в накоплении CaO и Al₂O₃ и пониженном содержании SiO₂. Эти геохимические особенности Йоко-Довыренского массива находят объяснение, если допустить, что сыннырские метавулканиты и диабазы представляют магмы, комплементарные оливиновым и троктолитовым адкумулатам плутона. Простые балансовые расчеты показывают, что довыренская камера потеряла не менее 50% таких габбро-норитовых (или андезибазальтовых) расплавов.

Параметры исходных магм. Комбинируя обычные методы петрологических реконструкций с расчетами по программе КОМАГМАТ, удалось оценить температуры и составы исходных расплавов для краевых и центральной частей Йоко-Довыренского массива. При этом установлено, что Pl-лерцолиты из силлов и краевых частей массива представляют относительно низкотемпературный габбро-норитовый расплав (~8% MgO, около 1200°C), в котором аккумулировалась значительная масса оливина, содержащего 84-85% Fo. Закалочные пикродолериты дают пример Ol-кумулатов из более высоко-Mg магмы (~12% MgO) при температуре около 1315°C (~88% Fo). На основании этого можно сделать вывод, что формирование Йоко-Довыренского массива

происходило за счет генетически связанных, но различающихся по температуре магм. Вероятно, разные части довыренской магматической камеры заполнялись высоко-Mg магмами близкого валового состава (Ol + расплав), но различающимися по степени раскристаллизованности в интервале температур от ~1300 до 1200°C.

Начало сульфидной несмесимости. Эти оценки приводят к важным выводам, касающимся сульфонасыщенности исходного магматического материала. Расчеты с использованием новой сульфидной версии программы КОМАГМАТ-5.2 показывают, что наиболее высокотемпературные магмы при 1300-1315°C были недосыщены сульфидной серой. Аналогичные расчеты для пород, кристаллизовавшихся из “более продвинутых” габброноритовых расплавов, напротив, демонстрируют насыщенность сульфидом при температурах около 1200°C. Эти различия коррелируют с результатами геологических наблюдений, которые показывают, что богатые сульфидные руды Довырена приурочены именно к силлам и периферическим частям массива, где в строении разрезов доминирует относительно низкотемпературные меланотроктолиты (это подтверждается отсутствием дунитов и оливина с содержанием Fo выше 85%). Для центральной части массива, напротив, характерно наличие мощной зоны дунитов, сложенных высоко-Mg оливином (преимущественно 86-88% Fo) при отсутствии признаков заметного концентрирования сульфидных фаз. Таким образом, можно предположить, что недосыщенность исходной высоко-Mg магмы сульфидом указывает на внутрикамерную (вероятно посткумулусную) историю выделения и переноса сульфидных фаз и, как следствие, - формирование отдельных горизонтов малосульфидной минерализации, включая PGE-риффы.

Работа проводилась в рамках Соглашения о сотрудничестве между ГЕОХИ РАН и Центром исследований рудных месторождений Тасманийского университета (г. Хобарт, Австралия) и была поддержана грантами P962 AMIRA International и Российским Фондом фундаментальных исследований (11-05-00268, 11-05-00062).

1. Арискин А.А., Костицын Ю.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В. и др. Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в Неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия.2012 (в печати).

2. Amelin Yu.V., Neymark L.A., Ritsk E.Yu., Nemchin A.A. Enriched Nd-Sr-Pb isotopic signatures in the Dovyren layered intrusion (eastern Siberia, Russia): evidence for contamination by ancient upper-crustal material // Chemical Geology.1996.V. 129. P. 39-69.

**ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ
УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВОГО КОМПЛЕКСА БАСЕЙНА РУЧ. ЛУКОВЫЙ,
ВЕЛЬМАЙСКИЙ ТЕРРЕЙН, ВОСТОЧНАЯ ЧУКОТКА**

Б.А. Базылев¹, Г.В. Леднева², А.Ишиватари³, Д.Кузьмин⁴

¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва,
Россия, bazylev@geokhi.ru

²Геологический институт РАН, Москва, Россия, ledneva@ilran.ru

³Центр исследований Северо-Востока Азии, Университет Тохoku, Сендай, Япония,
geoishw@cneas.tohoku.ac.jp

⁴Max Planck Institute for Chemistry, Mainz, Germany, d.kuzmin@mpic.de

**PETROLOGY, GEOCHEMISTRY AND GEODYNAMIC SETTING OF THE
ULTRAMAFIC-MAFIC COMPLEX OF THE LUKOVYI CREEK, THE VEL'MAY
TERRANE, EASTERN CHUKOTKA**

B.A. Bazylev¹, G.V. Ledneva², A. Ishiwatari³, D. Kuzmin⁴

¹*Vernadsky Institute of geochemistry and analytical chemistry, RAS, Moscow, Russia, bazylev@geokhi.ru*

²*Geological Institute, RAS, Moscow, Russia, ledneva@ilran.ru*

³*Center of NE Asian studies, Tohoku University, Sendai, Japan, geoishw@cneas.tohoku.ac.jp*

⁴*Max Planck Institute for Chemistry, Mainz, Germany, d.kuzmin@mpic.de*

The ultramafic-mafic plutonic complex of the Lukovyi Creek attributed to the Vel'may terrane of eastern Chukotka had been investigated. This complex comprises small tectonic blocks made of intercalated Cpx-dunites, wehrlites, Hbl-Ol pyroxenites and Hbl gabbros. Major-element composition of primary minerals and geochemistry of whole rocks indicate its cumulate origin and subduction-related affinity. The evaluated moderately high-pressure (6-8 kbar) conditions of the rock crystallization are consistent with their generation in the lower levels of thick lithosphere.

Вельмайский террейн на восточной Чукотке рассматривается как южное обрамление Чукотского микроконтинента, в составе которого представлены как палеоокеанические комплексы, так и комплексы активных зон перехода континент-океан [5]. Породы, слагающие террейн, почти повсеместно перекрыты меловыми эффузивами ОЧВП, так что более древние образования, включающие и крайне немногочисленные мафитовые и ультрамафит-мафитовые плутонические породы, обнажены лишь в редких эрозионных окнах. Один из таких объектов, относимых к кымынейвеемскому плутоническому комплексу верхнего триаса, обнажен на северном склоне Анадырского хребта, в верховьях р. Милюткэйвеем, в бассейне руч. Луковый.

В этом районе ультрамафиты и мафиты в полосчатом переслаивании слагают несколько тектонических блоков размером до 1 км. В зонах контактов блоков распространены сильно перемятые породы (меланж) мощностью первые десятки метров с различными будинами как пород, слагающих блоки, так и контактирующих с ними поздне триасовых (нижний-верхний норий) метатерригенных и метавулканогенных пород кымынейвеемской толщи. Подобные зоны меланжа развиты не только на контактах блоков, но и внутри них, расчленяя блоки на отдельные пластины.

Первичные текстуры и геологические взаимоотношения пород сохранились лишь в центральных частях пластин. Для габброидов характерно полосчатое (от сантиметрового до метрового масштаба) переслаивание меланократовых и лейкократовых прослоев, для ультрамафитов – переслаивание дунитов и пироксенитов преимущественно дециметрового масштаба, а также угловатые обломки пироксенитов в дунитах. В габброидах отмечаются поздние лейкократовые прожилки, секущие полосчатость пород. Вкрест простириания полосчатости наблюдается кулисообразное переслаивание ультрамафитов и габброидов.

Породы, слагающие блоки, представлены Сrx-дунитами, верлитами, Hbl-Ol-клинопироксенитами и Hbl-габбро.

Первичные хромшпинелиды в наиболее примитивных дунитах имеют высокохромистый (Cr# 0.612) состав, соответствующий составам хромшпинелидов из надсубдукционных дунитов [1]. В ходе фракционирования, наряду с понижением магнетиальности силикатов, отмечается значительное понижение хромистости шпинелидов (до 0.26), что отвечает тренду высокобарической кристаллизационной дифференциации [2].

Первичные клинопироксены в изученных дунитах не сохранились, а их составы в пироксенитах и габброидах отличаются в целом невысокими содержаниями титана и натрия и несколько повышенными содержаниями глинозема (от 3-4% в пироксенитах

до 4-5% в габброидах). Особенности составов клинопироксенов в исследованных породах согласуются с их кристаллизацией из расплавов надсубдукционного типа при повышенном давлении.

Присутствующие в оливиновых пироксенитах и габброидах роговые обманки по критериям [3], являются первичномагматическими, а давление при их кристаллизации оценивается как около 8 кбар по геобарометру [4] и как 4-6 кбар по геобарометру [3]. По составам роговых обманок из габброидов, содержание воды в равновесных с ними расплавах оценивается как 7.5-8.5 мас. % [3], что свидетельствует о вероятной надсубдукционной природе этих расплавов.

Содержания наиболее несовместимых редких элементов (Th, U, Nb, Ta) во всех типах пород комплекса имеют близкий и довольно низкий (0.05-0.7 при нормализации на РМ) уровень. Это свидетельствует о том, что все типы пород комплекса являются кумулятивными с относительно небольшим количеством захваченного расплава. В пользу этого говорят и сравнительно невысокие содержания средних и тяжелых РЗЭ в породах, в том числе и в габброидах (близкие к 1 при нормализации на РМ).

В данном случае геохимически охарактеризовать расплавы, из которых кристаллизовались породы комплекса, можно лишь по соотношению содержаний в породах наиболее несовместимых элементов (которые отражают их соотношение в захваченных расплавах), с учетом того, что содержания Rb, Ba, La, Ce и Sr в габброидах отражают преимущественно их содержание в кумулятивных фазах (роговой обманке и плагиоклазе).

Анализ данных по геохимии пород комплекса позволяет заключить, что родоначальный расплав был обогащен Rb и Ba относительно Th и U, и при этом обеднен Nb и Ta относительно Th, U и легких РЗЭ. Эти геохимические черты присущи расплавам, генерированным в надсубдукционной обстановке.

Таким образом, как особенности геохимии пород, так и особенности составов их первичных минералов свидетельствуют об их кристаллизации из высоководных расплавов при умеренно-высоком давлении в надсубдукционной обстановке.

Сравнительно высокое давление формирования пород позволяет связать их с основанием мощной (зрелой) коры островной или континентальной дуги, а не с обстановками спредингового типа, индикаторными для которых являются офиолитовые комплексы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №12-05-01042, 10-05-00529 и 09-05-92103-ЯФ).

1. Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125 // Fryer P. et al. (Eds). Proc. ODP. Sci. Res. 1992. V.125. College Station, TX (Ocean Drilling Programm). P. 445-486.

2. Jagoutz O., Muentener O., Ulmer P., Pettke T., Burg J.-P., Dawood H., Hussain S. Petrology and mineral chemistry of lower crustal intrusions: the Chilas Complex, Kohistan (NW Pakistan) // J. Petrol. 2007. V. 48, N 10. P. 1895-1953.

3. Ridolfi F., Runzelli 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. 2009. V. 160, N 1. P. 45-66.

4. 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. V. 110. P. 304-310.

5. 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.

МИНЕРАГЕНИЯ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Беляев Е.В.

*Федеральное государственное унитарное предприятие «Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых»,
Казань, Россия, bel@geolnerud.net*

THE MINERAGENCY OF THE BASITE-ULTRABASITE COMPLEXES OF THE NORTH CAUCASUS

Belyaev E.V.

Federal State Unitary Establishment "Central Scientific Exploration Institute Of The Non-Ore Minerals Geology", Kazan, Russia, bel@geolnerud.net

Basite-ultrabasite massifs of the North Caucasus are the part of preherzian-midherzian base of the corrugated area. Their formation was going on in conditions of the riftogen-spreading, subductional, collisional, platformal and epiplatformic-orogonical geodynamical processes. Hyperbasite formation ($\sigma PR:PZ_{1-2}$) jointed with gabbro-plagiogranite and siliceous-terrigenic-volcanogenic (PZ_{1-2}) are the tectonical fragments of the ofiolite association. The mineragenic specialization of the hyperbasite and gabbroid massifs are defined by the contention of the deposits and demonstrations of fire-resistant raw material, apatites, mineral pigments, chrisolite-asbest, talc, facing and ornamental stones.

Базит-ультрабазитовые массивы, широко развитые на территории Северного Кавказа, входят в состав гипербазитовой формации ($\sigma PR:PZ_{1-2}$) мегакомплекса формационных ассоциаций догерцинского-ранне-среднегерцинского основания складчатой области Большого Кавказа. Формирование интрузивных комплексов происходило в условиях разновременных геодинамических процессов [3]: рифтогенно-спрединговый, субдукционный (энсиматические островные дуги), коллизионный, платформенный и эпиплатформенный орогенный.

В структурно-тектоническом плане интрузивные тела приурочены Карачаево-Черкесскому горст-антиклинорию (Бичасынская и Хасаутская зоны) и зоне Передового хребта. Гипербазитовая формация представлена преимущественно гарцбургитовыми перидотитами, реже дунитами. В Бичасынской и Хасаутской зонах в ее состав входят породы Беденского, Малкинского, Исламчатского, Нижне-Тебердинского, Худесского и других массивов. Наиболее значительными по размерам являются первые три. Все они представляют собой тектонические фрагменты офиолитовой (расслоенной) ассоциации.

В зоне Передового хребта гипербазитовая формация совместно с габбро-плагиогранитовой и кремнисто-терригенно-вулканогенной (PZ_{1-2}) входит в состав структурно-вещественного комплекса основания задугового рифта. Эта формация образует здесь нижний слой офиолитовой триады и сложена мантийными реститами, представленными преимущественно серпентинизированными гарцбургитовыми перидотитами, реже лерцолитами, дунитами и горнблендитами. Она слагает несколько крупных (Кяфарский, Джамаклинский) и ряд более мелких (Архызский, г. Лысой) массивов. Гипербазиты из современного кристаллического основания зоны Передового

хребта (Блыбское поднятие) также принадлежат к офиолитовой ассоциации, однако они тектонически дислоцированы и испытали динамотермальный метаморфизм.

Габброидная (габбро-плагиогранитовая) формация ($vpyPZ_{1-2}$) в изначальном положении залегала выше гипербазитов и представляла собою нижний слой океанической коры. Она представлена амфиболитовыми габбро, габбро-диоритами, на ряде участков они в различной степени подвержены калишпатизации вплоть до полного замещения их монцодиоритами и монцонитами. Мощность габброидов доходит до 500-550 м. Гранитоиды ассоциируют с габброидами и наблюдаются в них в виде некрупных ($\leq 300-500$ м) тел плагиогранитов.

Минерагеническая специализация гипербазитовых и габброидных массивов определяется приуроченностью к ним месторождений и проявлений огнеупорного сырья, апатитов, минеральных пигментов, хризотил-асбеста, талька, облицовочных и поделочных камней [2].

Огнеупорное сырье. Перспективными в качестве огнеупорного сырья (получение форстеритовых огнеупоров) являются коры выветривания по гипербазитам аподунит-гарцбургитового состава, содержащие дезинтегрированные серпентиниты с включениями аморфного магнезита, содержание которого может достигать 30%.

На территории Карачаево-Черкесской Республики находится ряд ультрабазитовых массивов (Беденский, Загеданский, Кяфарский, Тебердинский, Худеский), вмещающих потенциально-перспективные объекты с магнезит-серпентинитовыми рудами. Наиболее крупный из них Беденский массив сложен измененными и дезинтегрированными хризотиловыми и антигоритовыми разностями серпентинитов с прожилками и включениями аморфного магнезита. Последние приурочены к зоне выветривания серпентинитов. Протяженность зоны составляет 40-50 м при мощности 12-15 м. Насыщенность серпентинитов магнезитом колеблется в пределах 25-40%. Генетический класс магнезитового оруденения – комбинированный: кора выветривания по гидротермально-измененным гипербазитам. Магнезит-серпентинитовые породы являются потенциальным комплексным сырьем для производства огнеупорного футеровочного кирпича с огнеупорностью 1800-1850°C, а также природных и плавленых магнезиально-фосфатных удобрений и строительных материалов (рубероид, щебень).

В Кабардино-Балкарской Республике расположены Малкинский и Исламчатский ультрабазитовые массивы, породы которых по вещественному составу сходны с породами Беденского массива. Преобладающая часть Малкинского массива сложена серпентинизированными гарцбургитами хризотил-баститового состава; содержание серпентина составляет 40-100%. По результатам предварительных технологических испытаний измененные серпентиниты Малкинского интрузива пригодны для производства огнеупорных материалов (форстеритовые огнеупоры).

Перспективны на выявление залежей магнезиальных силикатов также Маркопиджский и Уруштенский гипербазитовые массивы (Краснодарской край).

Апатитовое сырье. В зоне Передового хребта в состав офиолитового комплекса входит Маркопиджский массив (Краснодарский край), сложенный ультрабазитами, серпентинитами и продуктами их последующей переработки. Рудная зона, сложенная жилообразными телами, имеет протяженность по простиранию около 1 км, по падению достигает 360 м. Рудные тела сложены апатит-карбонатными и апатит-силикатными метасоматическими рудами. Суммарные запасы бедных (содержание P_2O_5 в среднем 6,6%) апатит-карбонатных и убогих (менее 4%) апатит-силикатных руд составляют по категории C_1+C_2 680 тыс. т P_2O_5 . Кроме апатита с ультрабазитовым комплексом связаны слабо изученные проявления талька, вермикулита и редких земель. В непосредственной близости от Маркопиджского месторождения находятся близкие по

своему строению и составу Блыбское и Загеданское проявления. Прогнозные ресурсы апатитовых руд района оцениваются в 230-250 млн. т. Специалистами ФГУП «ЦНИИГеолнеруд» предложена технология получения фосмуки из смеси апатит-карбонатных руд и серпентинитов.

Минеральные пигменты. С ультрабазитовыми массивами генетически связаны месторождения железных руд, некоторые разновидности которых могут быть использованы в качестве минеральных пигментов в лакокрасочной промышленности. В наиболее крупном Малкинском массиве (Кабардино-Балкарская Республика), полезным ископаемым являются железные руды, образовавшиеся в результате выветривания серпентинитовых пород. Выделяется 4 генетических разновидности руд: переотложенные, слоистые, оолитовые и наиболее распространенные остаточные. Рудные тела имеют форму неправильных линз (мощность 4-12 м), заполняющих впадины в кровле серпентинитов. По среднему содержанию Fe_2O_3 (21,9%) руды пригодны для получения пигментов (охра, мумия). Оцененные запасы месторождения по категории C_2 составляют 471,6 тыс. т [1].

Тальк. Проявления талька на Северном Кавказе пространственно и генетически тяготеют к серпентинитовому поясу зоны Передового хребта.

Тальковое оруденение Маркопиджского проявления (Краснодарский край) приурочено к серпентинитам и кристаллическим сланцам и состоит из 10 тальковых зон мощностью 0,1-10 м и протяженностью 50-1500 м. Рудные тела сложены зеленовато-серым плотным мелко- и крупночешуйчатым и листоватым тальком, реже встречается волокнистый тальк (содержание талька 30-70%). По результатам технологических испытаний установлено, что тальковый камень зоны легко обогащается методом флотации с последующей магнитной сепарацией (выход концентрата 40,5-57,9%, извлечение нерастворимого остатка в концентрат 50-69%). Прогнозные ресурсы по кат. P_1 оцениваются 3,2 млн. т руды при среднем содержании талька 45%.

Ташорунское проявление (Кабардино-Балкарская Республика) представлено талькосодержащими породами (оталькованные ультрабазиты), слагающими рудное тело размером в плане 60×200 м, залегающее под углом 20-40°. Среднее содержание талька в рудах 48-75%. Прогнозные ресурсы категории P_1 на глубину 100 м по падению составляют 18 млн. т при среднем содержании талька 50%.

В зоне Передового хребта известен еще целый ряд проявлений талька и талькового камня: Кыртыкское (Кабардино-Балкарская Республика), Тхачское проявление (Республика Адыгея), Бескесское, Блыбское, Водопадное (Краснодарский край) и др. Содержание талька в рудах 64-70%, после обогащения сырье удовлетворяет требованиям ГОСТ 879-52 «Тальк молотый» для марки А I и II сорта и может быть использовано в текстильной и химической промышленности, производстве кровельных материалов.

Облицовочные камни. Беденское месторождение (Карачаево-Черкесская Республика) связано с пластообразным телом (мощность около 1 км) серпентинизированных гипербазитов и сложено хризотилowymi, антигоритowymi и антигорит-хризотилowymi серпентинитами. Запасы облицовочного сырья месторождения составляют по категориям $A+B+C_1$ 4112,9 тыс. м^3 , C_2 – 2449,0 тыс. м^3 . Прогнозные ресурсы объекта оцениваются не менее чем в 35 млн. м^3 . Тамский, Левобережный, Медвежий, Азиатский и Лабинский участки лицензированы, на некоторых из них проводятся разведочные работы и осуществляется добыча сырья.

Малкинское проявление серпентинитов (Кабардино-Балкарская Республика) приурочено к одноименному массиву (площадь несколько сотен км^2), являющемуся наиболее крупным из всех известных интрузивов. Преобладающая его часть сложена серпентинизированными гарцбургитами преимущественно хризотил-баститового

состава. По физико-механическим и декоративным характеристикам ультрабазиты сходны с облицовочными породами Беденского массива.

Верхне-Тебердинское проявление является частью крупного ($2,5 \times 1,5$ км) массива габбро-диоритов и габбро архызского комплекса, представляющего собой составную часть офиолитовой ассоциации. По результатам ревизионных работ и технологических исследований ФГУП «ЦНИИГеолнеруд» породы рекомендуются в качестве облицовочных материалов. Ресурсы проявления предварительно оцениваются в десятки млн. м³.

Серпентинизированные гипербазиты хризолит-антигоритового состава, вмещающие продуктивные залежи серпентинитов и более ценных лиственитов, слагают Кишинское проявление с оцененными в 1 млн. м³ прогнозными ресурсами; лиственитизированными гипербазитами и лиственитами сложено Березовское проявление (Республика Адыгея).

В состав габброидной (габбро-плагиогранитовой) формации ($v\gamma PZ_{1-2}$) входит Марухское проявление (Карачаево-Черкесская Республика), приуроченное к габбровому массиву диаметром около 1,0 км, вертикальной протяженности по склону более 100 м. Породы черного цвета, мелкозернистые массивные однородные крепкие. Прогнозные ресурсы оцениваются в не менее 78,5 млн. м³.

Габбро-диориты Аминкольского массива (PZ_3) слагают линзообразное тело протяженностью 3,5 км. По своим декоративным качествам и физико-механическим характеристикам породы пригодны в качестве облицовочных плит, блочного камня и щебня.

Поделочные камни. Рудопоявления цветных халцедонов Тазакол и Лахран (Кабардино-Балкарская Республика) приурочены к коре выветривания Малкинского серпентинитового массива. В кровле массива развита мощная (до 100 м) силикатная железо-окисная кора выветривания химического типа, в которой присутствуют линзо- и жилообразные тела цветных халцедонов голубовато-серой, вишневой и зеленовато-коричневой окраски. Содержание халцедона колеблется от 1 до 11 кг/м³. Халцедоны по декоративным качествам могут использоваться как коллекционное сырье и для изготовления мелких поделок.

Ачешбокское проявление жадеита, расположенное на границе Краснодарского края и Республики Адыгея, связано с Тхачским серпентинитовым массивом. Жильные тела (длина около 100 м и мощность до 5 м) приурочены к тектонической зоне протяженностью более 0,5 км. Наряду с сырьем среднего качества в жилах присутствует ювелирно-поделочный жадеит, суммарные прогнозные ресурсы которых оцениваются в 280 т.

В зонах контактового воздействия на ультрабазиты более молодых гранитоидных интрузий происходит формирование залежей лиственитов (Тхачское проявление).

Значительную роль в формировании на Северном Кавказе залежей цветных камней сыграл геодинамический режим эпиплатформенного орогенеза, обусловивший разрушение ультрабазитовых комплексов, образование за счет переотложенного материала склоновых и русловых отложений и связанных с ними месторождений и проявлений поделочных жадеита (Ачешбокское, Уривок) и лиственита (Бугунжинское).

Хризотил-асбест. С процессами синколлизии шарьирования ранее сформировавшихся ультрамафитовых пластообразных тел, выразившимися в тектонических деформациях (рассланцевание, будинирование), связано формирование Шаман-Беклеженовского месторождения продольно-волокнистого хризотил-асбеста [3].

Таким образом, офиолитовые базит-ультрабазитовые комплексы Северного Кавказа включают большой и разнообразный набор объектов неметаллических полезных ископаемых, дальнейшее изучение которых и последующая эксплуатация

могут способствовать решению многих социально-экономических проблем данного региона.

1. Арютина В.П., Егорова Н.Г., Беляев Е.В. Перспективы освоения и расширения МСБ природных пигментов ЮФО // Разведка и охрана недр. 2009. № 8. С. 17-22.

2. Минерально-сырьевая база неметаллических твердых полезных ископаемых Южного федерального округа (Е.В.Беляев, В.А.Антонов, Распопов Ю.В., Рышков М.М., Курбанов М.М.) // Минеральные ресурсы России. 2009. № 4. С. 7-15.

3. Полянин В.С., Полянина Т.А. История геологического развития и минерализации офиолитов Северо-Западного Кавказа // Отечественная геология. 2010. № 4. С. 61-63.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ СИЕНИТ-ГАББРОВЫХ ПЛУТОНОВ

Е.В. Беляев¹, А.М.Месхи¹, Е.Ф.Романько²

¹*Федеральное государственное унитарное предприятие «Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых», Казань, Россия, bel@geolnerud.net*

²*Открытое акционерное общество «Зарубежгеология», Москва, Россия*

METALLOGENIC SPECIALIZATION OF SIENITE-GABBRO PLUTONES

E.V. Belyaev¹, A.M. Meskhi¹, E.F. Romanko²

¹*Federal state unitary establishment "Central Scientific-Exploration Institution of Geology of Non-ore Minerals", Kazan, Russia, bel@geolnerud.net*

²*Open Action Establishment "Zarubejgeologia", Moscow, Russia*

In spite of belonging of the plutons of Kunene and Patynski to the sienite-gabbroid formation, there are some important differences in morphology of intrusive and ore masses, their petrographic content, ore specialization, petrochemical specifications, expected by processes of magmatic differentiation and influence of the deep stream of the phosphor-alkaline fluids, enriched with phosphor. Prognosis of the apatite deposits in gabbroid massive should be based on data, showing the intensification and type of magmatic differentiation, and signs of manifestation of alkaline and alkaline-ultraalkaline (carbonatite) magmatism and metasomatism.

Среди многочисленных формационных и генетических типов базит-ультрабазитовых интрузий значительный интерес представляет сиенит-габбровая формация, рудоносность которой рассмотрена авторами на примере плутонов Патынского (Горная Шория) и Кунене (Юго-Западная Африка).

Патынский плутон, имеющий в разрезе штокообразную форму, сложен породами габброидной и сиенитовой серий. Первая представлена породами, варьирующими по составу от анортозитов до пироксенитов. Для габброидной составляющей массива характерно концентрически-зональное строение и чашеобразная ритмично-расслоенная внутренняя структура. Породы сиенитовой серии пользуются ограниченным распространением.

В строении расслоенной части выделяются три пачки видимой мощностью 220-3050 м, образованные габбро, пироксенитами, анортозитами, троктолитами, норитами и т.д. (рис. 1). В эндоконтактных частях массива распространены крупнозернистые габбро и пироксениты. Мощность зоны, сложенной этими породами, колеблется от 0 до 500 м; контакты её крутые (60-90°), секущие по отношению к расслоенным габброидам.

В целом габброидным породам присущи специфические петрографические особенности, выражающиеся в составе породообразующих минералов. Пироксен представлен титанистым авгитом с высокой степенью окисленности железа. Состав плагиоклаза изменяется от битовнита до альбита при преобладающем развитии лабрадора. Оливин по составу варьирует от доминирующего хризолита до подчиненного гиалосидерита. Среди амфиболов наиболее развита обыкновенная роговая обманка. Габброидные породы относятся к толеитовой серии, и только небольшая их часть соответствует известково-щелочному типу. По химическому составу габброиды близки среднему мировому габбро и в целом характеризуются невысокими содержаниями TiO_2 и P_2O_5 , что свидетельствует об отсутствии первичной специализации родоначальной магмы на эти элементы. Среди них резко повышенными содержаниями TiO_2 и P_2O_5 выделяются рудные разности авгитовых габбро и пироксенитов.

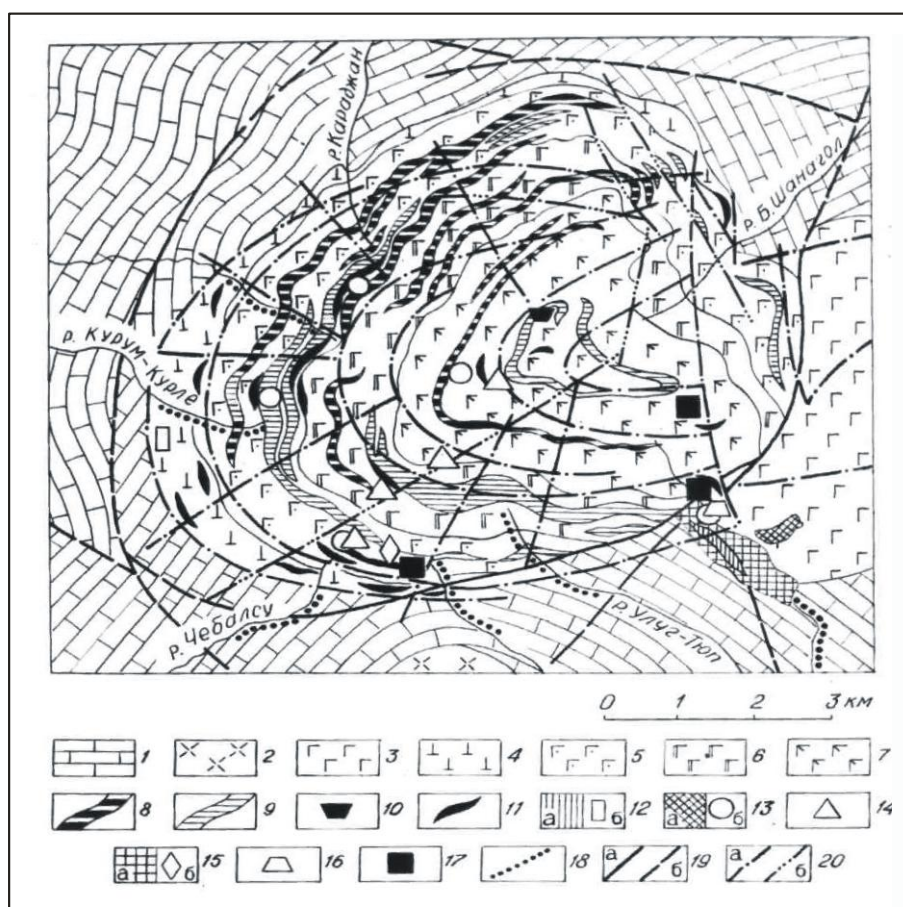


Рис. 1. Схема геологического строения Патынского рудно-магматического узла.

I – известняки, доломиты, мраморы (R- C_1); 2 – граносиениты, кварцевые монзониты (C_{2-3}); 3-11 – сиенит-габбровая формация (C_{2-3}): 3 – габброиды нерасчлененные, 4 – породы эндоконтактной серии, 5 – породы нижней расслоенной серии, 6 – то же, средней, 7 – то же, верхней, 8-11 – минеральные разновидности руд: 8 – ильменит-титаномагнетитовая, 9 – ильменит-апатит-титаномагнетитовая, 10 – апатит-ильменит-титаномагнетитовая, 11 – апатитовая (пироксенит апатитоносный), 12-17 – щелочно-ультрамафитовая формация, PZ₂ (а – в масштабе схемы, б – вне масштаба схемы): 12 – мельтейгиты, ийолиты, якупирангиты, 13 – мелилитолиты, 14 – щелочные и нефелиновые сиениты, 15 – карбонатиты, 16 – группа контактово- и гидротермально-метасоматических пород (пироксен-геленитовых, альбитовых, эпидозитовых, хуанит-цеболлитовых и др.), 17 – апатитовые руды (шонкинит апатитоносный); 18 – шлиховые потоки рассеяния тантало-ниобатов, ортита, флоренсита и др.; 19 – тектонические нарушения, выделенные по геологическим данным (а – установленные, б – предполагаемые), 20 – то же, по геофизическим (а) и аэрогеологическим (б) материалам.

В массиве развиты ильменит-апатит-титаномagnetитовые и апатитовые руды. Первые слагают пласто- и линзообразные тела мощностью 2-100 м и протяженностью 0,2-5,0 км. Залегание их согласное со структурой вмещающих габброидов. Руды вкрапленные, бедные по содержанию апатита (P_2O_5 1,3-9,7%, в среднем 3,4%) и рудных (TiO_2 3,1-8,3%, Fe_2O_3 5,2-22,7%, FeO 5,1-13,0%) минералов. В петрографическом отношении они отвечают рудным авгитовым габбро.

Рудные пироксениты отмечены специфическими характеристиками минерального состава, выражающимися в присутствии в составе пород биотита (до 15%) и небольших количеств керсутита, которые совместно с титаномagnetитом и апатитом выполняют промежутки между зернами пироксена. Образование рудоносных пироксенитов из расплава происходило в процессе гравитационно-кристаллизационной дифференциации исходной магмы базальт-толеитового состава, не имевшей специализации на титан и фосфор. В процессе кристаллизации формировалась пироксеновая матрица, в полостях которой из остаточного рудного расплава выделялись апатит и рудные минералы.

Обилие летучих компонентов в рудоносной магме способствовало широкому развитию апатита в рудных габбро и пироксенитах. При этом апатит выделялся на всех стадиях формирования массива: магматической (рудные и безрудные пироксениты) и постмагматической (эпидозиты).

Сконструированная геолого-геофизическая модель [1] свидетельствует о возможном участии в глубинном строении Патынского массива более молодой интрузии щелочно-ультрамафитового (карбонатитового) состава. Выходы фрагментов этого интрузивного тела представлены жилами, дайками и штоками мельтейгитов, ийолитов, шонкинитов, якупирангитов, мелилитолитов, щелочных и нефелиновых сиенитов, карбонатитов. С бесфельдшпатоидными шонкинитами и пироксенитами, измененными метасоматическими процессами, связаны концентрации апатита, слагающего длиннопризматические кристаллы размерами 0,8-3,2 см. Содержание P_2O_5 в рудах колеблется от 1,3 до 15,6%. Образование указанной специфической группы пород связано, по-видимому, с трансмагматическим потоком флюидов, поступающим из глубинного источника щелочной магмы.

Итак, в Патынском массиве наиболее перспективными на фосфорно-титано-железную минерализацию являются породы габброидной серии. Появление высоких, часто достигающих промышленного уровня, концентраций апатита, ильменита и титаномagnetита связано с процессами гравитационно-кристаллизационной дифференциации, приведшей к обособлению обогащенного летучими и рудными компонентами, щелочами и фосфором рудно-силикатного расплава. В формировании массива наряду с данными процессами принимали участие трансмагматические потоки кремне-щелочных флюидов, сопутствовавших образованию магматических и магматическо-метасоматических пород и мономинеральных апатитовых руд.

Плутон Кунене (PR_3) располагается в Дарвардском подвижном поясе южной части Ангольского щита (рис. 2). В плане плутон имеет значительные размеры: в меридиональном направлении вытянут на 350 км при ширине до 100 км. В разрезе массив представляет собой смятое в складки пластообразное тело.

В строении плутона выделяются две серии магматических пород: габброидная и сиенитовая. Характерной особенностью является значительная расслоенность первой серии (габбро, анортозитов, кварцевых монцогаббро). Примечательной чертой петрографического состава пород является их лейкократовость и обилие плагиоклаза (лабрадора). Среди цветных минералов доминирует авгит. Породы габброидной серии отличаются повышенной кислотностью, невысокими содержаниями P_2O_5 и TiO_2 . Появление этих пород связано с процессами фракционной дифференциации магмы,

фиксируемой по замещению зерен авгита роговой обманкой, развитию гранофировых сростаний кварца и калиевого полевого шпата в интерстициях между зернами пироксена и плагиоклаза. Титаномагнетит при образовании пород выделялся из остаточного расплава.

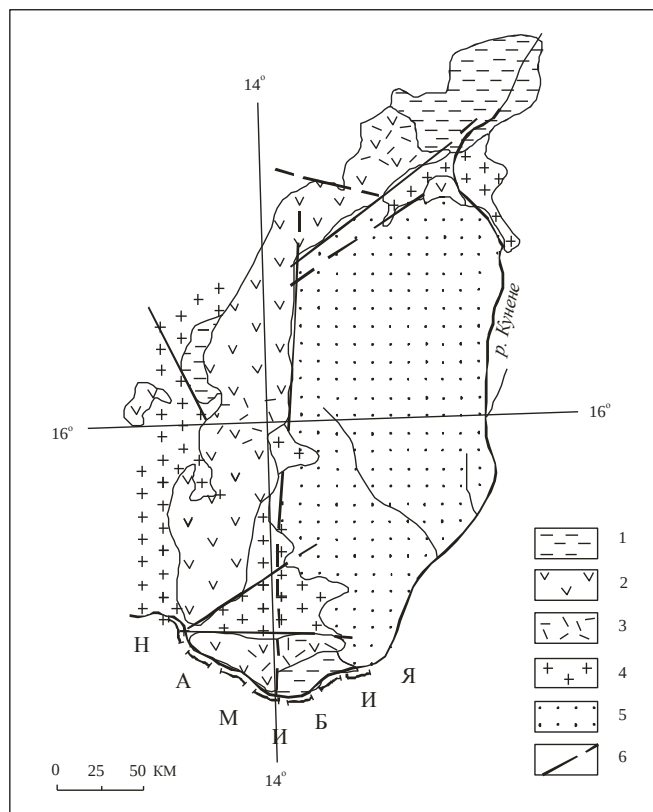


Рис. 2. Схема геологического строения плутона Кунене

1 – гранито-гнейсовый фундамент (AR-PR₁), 2 – сиенит-габбровый комплекс, 3 – зоны тектонизации, 4 – гранитоиды, сиениты, 5 – осадочные отложения впадины Кунене (эоцен-олигоцен), 6 – тектонические нарушения

Приведенные признаки фракционной дифференциации особенно отчетливо выражены в завершающих ряд кварцевых диоритах, отвечающих среднему типу [2]. В составе пород среди цветных минералов доминирует роговая обманка, полевым шпат представлен олигоклазом. Содержание титаномагнетита, выделение которого происходило из остаточного рудного расплава позднее роговой обманки, достигает 8-10%. Образование апатита (3-5%) опережало кристаллизацию роговой обманки и титаномагнетита. Таким образом, кристаллизация апатита и титаномагнетита в субщелочных кварцевых диоритах происходила из остаточного фосфорно-рудного расплава, обособившегося в процессе фракционной кристаллизации магмы.

Для второй группы пород, представленных роговообманковыми сиенитами, характерно невысокое содержание TiO_2 0,11-0,71% и P_2O_5 0,07-0,20%, что свидетельствует об их формировании из самостоятельной магмы, генерированной на более глубинном уровне.

Итак, рассмотренные плутоны имеют ряд общих черт, позволяющих относить их к сиенит-габбровой формации. Это хорошо видно из диаграммы $SiO_2 - Na_2O + K_2O$ (рис. 3). Точки составов пород на этой диаграмме располагаются вблизи вариационной кривой, характеризующей соотношение оксидов в породах формации [2].

Принадлежность к единой формации плутонов Патынского и Кунене не исключает различий между ними, заключающихся в особенностях развития процессов

петрогенеза и рудогенеза. В Патынском массиве протекали процессы гравитационно-кристаллизационной дифференциации и, уже в раннемагматическую стадию, происходило обособление рудно-силикатного расплава, обогащенного щелочами и летучими (включая фосфор) компонентами, что привело к образованию ильменит-апатит-титаномагнетитовых руд. Наряду с данными процессами решающую роль в рудогенезе играл трансмагматический поток кремний-щелочных флюидов, с которым связано образование магматических и магматическо-метасоматических пород.

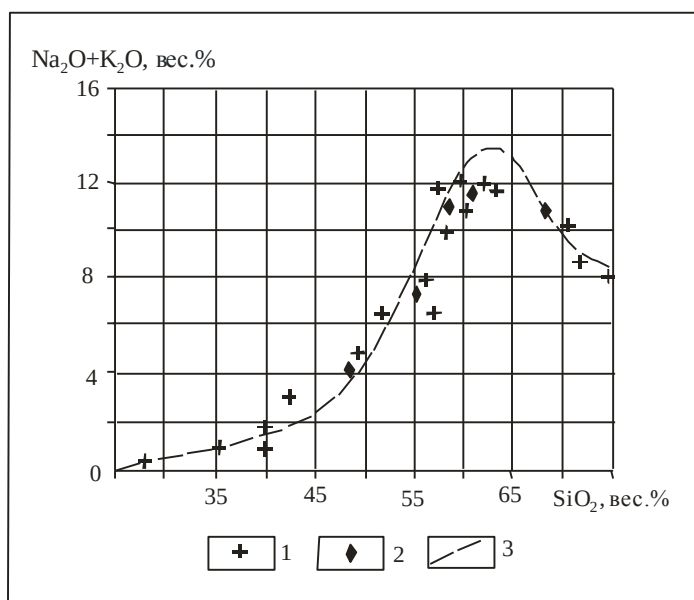


Рис. 3. Положение точек пород массивов Патынского и Кунене на диаграмме щелочность-кислотность

1 – породы Патынского массива, 2 – то же, Кунене, 3 – вариационная кривая пород габбро-сиенитовой формации Алтае-Саянской складчатой области

В формировании плутона Кунене большое значение имела магматическая дифференциация при ограниченном участии трансмагматических потоков. Этим объясняется наличие в его составе многочисленных проявлений титаномагнетитовых руд [3] и практически полное отсутствие апатитовой минерализации.

Таким образом, наличие в расслоенных плутонах Патынском и Кунене рудной минерализации обусловлено процессами магматической дифференциации и воздействием глубинного потока кремне-щелочных флюидов, обогащенных фосфором. Соответственно, при прогнозировании апатитовых месторождений в габброидных массивах необходимо исходить не из традиционных представлений о геохимической специализации пород на Р, Ti и Fe, а из фактов, свидетельствующих об интенсивности и типе магматической дифференциации, а также признаков проявления щелочного и щелочно-ультраосновного (карбонатитового) магматизма и метасоматоза. Наличие подобных признаков свидетельствует о возможности обнаружения в габброидных массивах богатых и легкообогащаемых мономинеральных апатитовых руд.

1. Витте Л.В., Беляев Е.В. Патынский рудный узел: модель глубинного строения и перспективы апатитоносности // Геология и геофизика. 1989. № 1. С. 134-139.
2. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 246 с.
3. Романько Е.Ф., Титов В.Н. О железо-титановом оруденении в интрузивном массиве Кунене (Ангола) // Геология и разведка. 2005. № 6. С. 35-38.

КОМБИНИРОВАННЫЕ ДАЙКИ В ГРАНИТОИДАХ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ - СВИДЕТЕЛЬСТВО СМЕШЕНИЯ КОНТРАСТНЫХ ПО СОСТАВУ МАГМ

Г.Н. Бурмакина, А.А. Цыганков

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, gerka_85@mail.ru

COMPOSITION DIKES IN THE GRANITOIDS OF WEST TRANSBAIKALIA – MINGLING OF CONTRAST COMPOSITION MAGMAEVIDENCE

G.N. Burmakina, A.A. Tsygankov

Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia, gerka_85@mail.ru

Composition dykes are one of the striking evidence of the coexistence and interaction of basic and salic magmas. Their basic part indicates on mantle magmatism, which was simultaneous to granite formation. It concerns a mantle-crust interaction problem.

Комбинированные дайки, как правило, сопровождают крупные плутонические серии и, в то же время, представляют собой одно из наиболее ярких свидетельств сосуществования и взаимодействия мантийных базальтовых и салических магм (независимо от происхождения последних). Следовательно, комбинированные дайки несут информацию о мантийном магматизме, синхронном гранитообразованию, что имеет прямое отношение к проблеме мантийно-корового взаимодействия. Известно немало случаев, когда сохраняются геологические и минералого-петрографические свидетельства инъекций базитовых расплавов в гранитоидные магматические камеры на разных стадиях кристаллизации последних. В ряде работ [2, 3] было показано, что степень взаимодействия сосуществующих базитовых и салических магм варьирует от полного химического смешения (mixing), характерного для глубинных условий, через преимущественно механическое смешение магм (mingling), при подчиненной роли химического взаимодействия (мафические включения, комбинированные дайки), проявляющегося на разных стадиях кристаллизации гранитоидных интрузий, до формирования простых базитовых даек, заполняющих трещины в полностью раскристаллизованных магматических телах. В этом ряду комбинированные дайки представляют наиболее удобный объект изучения, поскольку, в отличие от простых даек, синхронность базитов и гранитоидов в них доказывается прямыми геологическими наблюдениями, при этом, в отличие от мафических включений, в основном сохраняются геохимические характеристики исходных базитовых магм.

Нами детально изучены комбинированные дайки Западного Забайкалья, выходы которых прослеживаются в виде полосы северо-восточного простираения от нижнего течения реки Хилок до полуострова Святой нос. В пределах этой полосы изучено несколько участков: Харитоново, Усть-Хилок, Жирим, Шалуты, Курба, Солонечная, Максимиха. В большинстве случаев дайки прорывают позднепалеозойские (325-280 млн. лет) гранитоиды баргузинского и зазинского комплексов; на Харитоновском участке несколько сближенных комбинированных даек интродуцируют позднетриасовые (≈ 220 млн. лет) щелочно-полевошпатовые сиениты одноименного массива, что указывает, как минимум, на два этапа их формирования.

Внутреннее строение комбинированных даек, независимо от места расположения и возраста, однотипно: они состоят из пиллоуподобных обособлений (нодулей) основных пород, сцементированных кислым (сиениты, граниты, аплиты) материалом. Соотношения базитовой и салической составляющих широко варьирует даже в пределах одной дайки; иногда прослеживаются переходы в простые базитовые дайки. Размеры базитовых «нодулей» также широко варьируют от первых сантиметров до 2-2.5 м в поперечнике. Форма овальная, округлая, иногда почти идеально шарообразная;

нередко встречаются удлиненные, линзовидные, пламевидные базитовые обособления; в некоторых дайках хорошо проявлены текстуры течения. В большинстве случаев, но не везде, наблюдаются зоны закалки и фестончатые края, свидетельствующие о сосуществовании двух жидкостей с разной температурой и вязкостью.

Базитовая часть даек по составу отвечает трахибазальтам. Породы состоят из *Pl*, *Bt*, *Amph* и *Px* в разных пропорциях, калиевая часть представлена сиенитами, варьирующими по соотношению полевых шпатов и количеству кварца. Темноцветные минералы обычно представлены биотитом, в некоторых дайках встречается амфибол. Микроструктура базитовой части даек микродиабазовая, иногда порфировидная; в калиевой – гипидиоморфнозернистая.

Основными породообразующими минералами исследуемых базитов являются *Pl*, *Bt* и *Amph*, к которым может добавляться *cPx*, пертитовый *Kfs*, очень редко (реликтовые) *oPx* и *Ol*. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, марганец-ильменит (до 8 % MnO), титанит, апатит, циркон. Сиениты калиевой части комбинированных даек состоят из *Kfs*, *Pl*, *Qtz* и *Bt*; иногда встречаются *Amph* и *cPx*. Акцессорные минералы: магнетит, титанит, апатит, циркон.

Плагиоклаз базитов по составу варьирует от альбита (0 - 10–11 % An - тонкие каймы, вероятно постмагматического происхождения) до основного лабрадора (68.5% An). Выделяется три морфогенетические разновидности плагиоклазов: 1) зональные кристаллы, состоящие из андезин-лабрадорного трещиноватого резорбированного ядра (45-68.5% An), тонкой промежуточной зоны (~25 % An) и олигоклазовой каймы (18-15% An); 2) кристаллы с нормальной зональностью роста, в которых содержание An от центра к краю убывает от 63 до 25 % An (иногда с каймой наложенного альбита); 3) зерна с ритмичной зональностью, например: чередование зон андезинового и олигоклазового состава (48 → 17 → 41 → 18 % An).

В калиевой части даек также выделяется несколько разновидностей плагиоклаза: 1) зональные зерна с резорбированным ядром основного состава (49% An) и олигоклазовой каймой (15-21 % An); 2) зерна с зональностью роста (центр 32 – край 15% An); 3) ритмично-зональный (33 → 22 → 38 → 23 % An) и «пятнистый» плагиоклаз, состав разных участков которого варьирует от 23 до 6.5 % анортитового минерала; 4) мелкий идиоморфный плагиоклаз, наиболее поздний из магматических, содержащий 8-9 % An. Кроме того, часто встречаются тонкие каймы чистого альбита, имеющие, судя по всему, постмагматическое происхождение.

Калиевый полевой шпат в базитовой части даек редок, выполняет интерстиции и лишь иногда встречается в виде редких порфиробластов, содержащих включения других породообразующих минералов (Шалутинский участок). Интерстициальный *Kfs* имеет гомогенное строение (100-98.3% Or по данным сканирования). В некоторых случаях (базитовые нодулы из дайки Жиримского участка) наряду с гомогенным присутствует и пертитовый K-Na полевой шпат, содержащий тонкие субпараллельные ламели альбита (структура распада).

Калиевый полевой шпат из калиевой части даек имеет более разнообразное строение: это крупные (до 15 мм в длину) таблитчатые зерна, каймы вокруг зональных кристаллов плагиоклаза, ксеноморфные выделения. Практически всегда *Kfs* имеет пертитовое строение, однако форма и размеры пертитовых выделений варьируют очень широко. Можно выделить две основные разновидности пертитов: это субпараллельные пластинчатые или неправильно линзовидные выделения альбита, иногда содержащие до 10% An компонента, или закономерно расположенные изометричные выделения, в которых Ca отсутствует. Судя по этим признакам можно заключить, что первая разновидность представляет собой структуру распада, а вторая – результат более поздней, возможно постмагматической, альбитизации.

Валовой состав *Kfs*, полученный путем сканирования отдельных участков, варьирует в сравнительно узких пределах: 80-90% *Or*, 10-20% *Ab*, иногда содержание *Ab* (в пределах сканированного участка) может возрастать до 50% или падать до нуля, что отражает неравномерность распределения пертитов. Кроме того, следует отметить почти постоянную примесь *Ba*, содержание которого (*BaO*) в некоторых случаях достигает 4.5 мас. % и более.

Амфибол является главным темноцветным минералом базитовой части комбинированных даек. В салической части даек количество амфибола не превышает первых процентов, иногда он вообще отсутствует. Состав амфибола варьирует от магнезиальной и актинолитовой роговой обманки, образующей идиоморфные зерна, как в базитовой, так и в салической части даек, до актинолита, развивающегося по клинопироксену, или образующего мелкозернистые скопления. Несколько отличается по составу амфибол, замещающий ортопироксен в базитовой части комбинированной дайки Харитоновского участка. Он отличается большей магнезиальностью и большим содержанием алюминия, занимая на классификационной диаграмме поле чермакитовой роговой обманки и самую верхнюю часть поля магнезиальной роговой обманки. Следует подчеркнуть сходство состава амфибола салической (там, где он есть) и базитовой части даек. Это сходство объясняется механическим захватом кристаллов *Amph*, так же, как и кристаллов основного плагиоклаза, из кристаллизующегося базальтового расплава [4].

Пироксен обнаружен лишь в дайках Харитоновского, Жиримского участков, причем в первом случае он представлен как клино-, так и ортопироксеном (салит-авгит и гиперстен, соответственно), а во втором – только моноклинной разновидностью (салит-авгит). Моноклинный пироксен встречается исключительно в виде реликтов в амфиболе, причем на Харитоновском участке он обнаружен не только в базитовой, но и в салической части дайки. При этом от пироксена базитов он отличается чуть большим содержанием *Fs* компонента. Ортопироксен также в основном замещен амфиболом, но иногда сохраняется и в виде крупных идиоморфных зерен. Для всех пироксенов характерно практически полное отсутствие *Al*, *Ti* и *Na*.

Базиты комбинированных даек, как отмечалась выше, имеют состав трахибазальтов: 51-53 мас. % SiO_2 , 6.5-8.5 мас. % $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. От этих параметров резко отличаются базиты Шалутинского участка, в которых содержание кремнезема составляет 54-58 мас. %, при несколько большей общей щелочности. Петрографически это выражается в наличии крупных порфировластов *Kfs*, отсутствующих в базитах других участков. По-видимому, эти особенности химического состава связаны с процессами гибридизации, происходившими еще до внедрения в более глубоких условиях. Салическая часть даек отвечает по составу кварцевым монцонитам, кварцевым сиенитам и щелочно-полевошпатовым сиенитам.

Распределения REE в базитовой части всех рассматриваемых участков, включая Шалуты, сходно. Характерны относительно высокое суммарное содержание REE (>200 г/т $\sum \text{REE}$), дефицит HREE относительно LREE ($\text{La/Yb}_{(n)}=14-20$), отсутствие Eu аномалии, сходство с редкоземельным спектром базальтов OIB типа. При этом следует отметить более высокое содержание HREE в базитах Харитоновского участка $\text{La/Yb}_{(n)}=14-20$ и, в целом, более высокие содержания Yb и Lu по сравнению с OIB. Для всех базитов характерны резкие минимумы Nb, Hf, в меньшей мере Ti, резкая положительная Pb аномалия, повышенные содержания LILE. При этом содержания LILE наиболее изменчивы, что можно объяснить разной степенью взаимодействия базитовой и салической составляющих, при котором концентрации наиболее мобильных элементов подвержены наибольшим изменениям (в сторону обогащения).

Процессы химического (mixing) и механического (mingling) смешения редко встречаются в чистом виде. Как правило, имеет место их сочетание, так, в базитовой части даек появляется не характерный кислый плагиоклаз (олигоклаз), корродирующий кристаллы лабрадора, появляется ритмичная или пятнистая зональность в плагиоклазах, где зоны андезинового состава чередуются с олигоклазовыми. Иногда развивается калиевый полевой шпат. В салической части даек, напротив, встречаются механически захваченные зерна корродированного основного плагиоклаза, амфибола и пироксена. Однако, масштабы этих изменений сравнительно невелики, поскольку базиты, за исключением Шалутинского участка, сохраняют практически все свои петро-, геохимические особенности. На Шалутинском участке базитовые нодулы достигают двух метров в диаметре, имеют хорошо выраженные зоны закалки и, тем не менее, даже в центральной части таких крупных обособлений содержат повышенный кремнезем и калий. Это дает основание предположить, что базитовый расплав к моменту внедрения уже был гибридизирован, вероятно в промежуточной камере.

Геохимическое сходство комбинированных даек (базитовой части) всех участков позволяет предположить сходство их мантийного источника. При этом деплетированность базальтов Nb, Hf, Ti (Ta) и обогащенность Pb может быть связана с контаминацией магм коровым материалом, однако это требует значительного количества контаминанта, что неизбежно должно было бы привести к раскислению расплава, чего на самом деле не наблюдается. Это дает основание предположить, что имела место контаминация или метасоматическое преобразование самой литосферной мантии субдуцированным веществом [Zhang et al., 2008]. Здесь уместно отметить, что каледонский фундамент Западно-Забайкальской провинции сформировался в результате амальгамации фрагментов островных дуг и микроконтинентальных блоков. Иначе говоря, субдукционные процессы имели широкое развитие на раннепалеозойском этапе развития рассматриваемого региона.

Таким образом, представленные выше данные позволяют сделать следующие основные выводы.

Комбинированные дайки образовались в результате механического (mingling) смешения трахибазальтовой и салической магм. Химическое взаимодействие имело резко подчиненное значение. Это взаимодействие отразилось лишь в некоторых минералогическо-петрографических особенностях базитовой части даек, но не привело к существенному изменению их макро- и микрокомпонентного состава.

Геохимические особенности базитов отражают специфику мантийного источника, контаминированного (метасоматизированного) на предшествующем этапе развития региона.

Значимых различий в геологическом строении, составе минералов и геохимических характеристиках позднепалеозойских и мезозойских даек, а также зависимости их состава и строения от пространственного расположения, не выявлено.

Работа выполнена при поддержке Партнерского интеграционного проекта СО РАН № 17.

1. Barbarin B. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts // Lithos. 2005. V. 80. P. 155-177.

2. Frost T.P., Mahood G.A. Styles of mafic-felsic magma interaction: the Lamarck granodiorite, Sierra Nevada, California// Geol. Soc. Amer. V. 99. 1987. P. 272-291.

3. Collins W. J., Richards S. R., Healy B. E. et al. Origin of heterogeneous mafic enclaves by two-stage hybridisation in magma conduits (dykes) below and in granitic magma

**РАННЕДЕВОНСКИЙ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ
ХРЕБТА ЦАГАН-ШИБЕТУ (СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ)**

А.В. Вишнеvский^{1, 2}, А.Э. Изох^{1, 2}, М.В. Черданцева^{1, 2}, Г.В. Поляков¹, Р.А. Шелепаев^{1, 2}

¹Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

²Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия,
vishnevsky@igm.nsc.ru

EARLY DEVONIAN BASIT-ULTRABASIT MAGMATISM OF TSAGAAN-SHUVUUT RIDGE (NORTH-WEST MONGOLIA)

A.V. Vishnevskiy^{1, 2}, A.E. Izokh^{1, 2}, M.V. Cherdantseva^{1, 2}, G.V. Polyakov¹, R.A. Shelepaev^{1, 2}

¹Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

²Institute of geology and mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia,
vishnevsky@igm.nsc.ru

We have investigated some of the Devonian ultramafic-mafic intrusions located in the southeastern part of the Tsagaan-Shuvuut ridge. Intrusions are elongated bodies with length of up to 5 km, but in most cases the first hundreds of meters. The rocks are non-olivine and olivine gabbros with ophitic or poikilophitic texture. The ultramafic rocks are presented by wehrlite and hornblende peridotite at some intrusives. Among the investigated intrusions as there is almost uniform in chemical composition and highly differentiated with rocks from peridotites to diorites. Previous researchers, we studied the intrusion compared with Torgalyg complex in Tuva (D₃-C₁), however, we obtained the age of 405±Ma, allows correlating them with the Early Devonian volcanics of Tuva, Minusinsk basin and Western Mongolia, and regarded as the most high-Mg melts on this territory in the Devonian time, marking center of plume magmatic activity.

Хребет Цаган-Шибету находится на северо-западе Монголии, к северу от озера Урег-Нур, вблизи границы с Россией. Здесь нижнедевонские вулканогенно-осадочные отложения прорываются интрузивными телами, выделенными ранними исследователями в так называемый урегнурский (урюкнурский) комплекс, объединяющий разнообразные габброиды, отнесенные к первой его фазе, лейкогаббро и диориты, отнесенные ко второй, диориты, сиениты и гранитоиды, отнесенные к третьей (рис.1). К урегнурскому комплексу также были отнесены габброиды и пикритоиды к югу от озера Урег-Нур, однако предыдущими нашими работами было установлено, что их возраст отвечает раннему-среднему кембрию [1]. Возраст же цирконов из пробы оливинового долерита первой фазы Урегнурского комплекса составил 405 млн. лет, что отвечает раннему девону [2].

Габброиды представлены гипабиссальными силло- и дайкообразными телами преимущественно долеритового и пикродолеритового состава. Мощность тел варьирует от первых метров до сотен метров, протяжённость достигает 5 км, однако в большинстве случаев ограничивается первыми сотнями метров. Среди пород преобладают пикродолериты и оливиновые габбро с характерной габброофитовой и пойкилоофитовой структурой с крупными (иногда до 3-4 см в диаметре), преимущественно идиоморфными лейстами плагиоклаза, ксеноморфными зёрнами

оливина и клинопироксена. В некоторых телах встречаются ультраосновные породы - существенно обогащённые идиоморфными кристаллами оливина, являющимися кумулятивным. Для этих пород характерны типичные кумулятивные структуры (для плагиоверлитов), иногда пойкилитовые – в особенности амфибол-содержащих оливиновых перидотитов (шприсгеймитов). Всего нами было исследовано 9 габброидных массивов, значительно отличающихся набором пород, их петрохимическими особенностями и степенью сохранности. В нескольких случаях удалось обнаружить сохранившиеся зоны закалки и ореолы андалузитсодержащих роговиков во вмещающих породах.

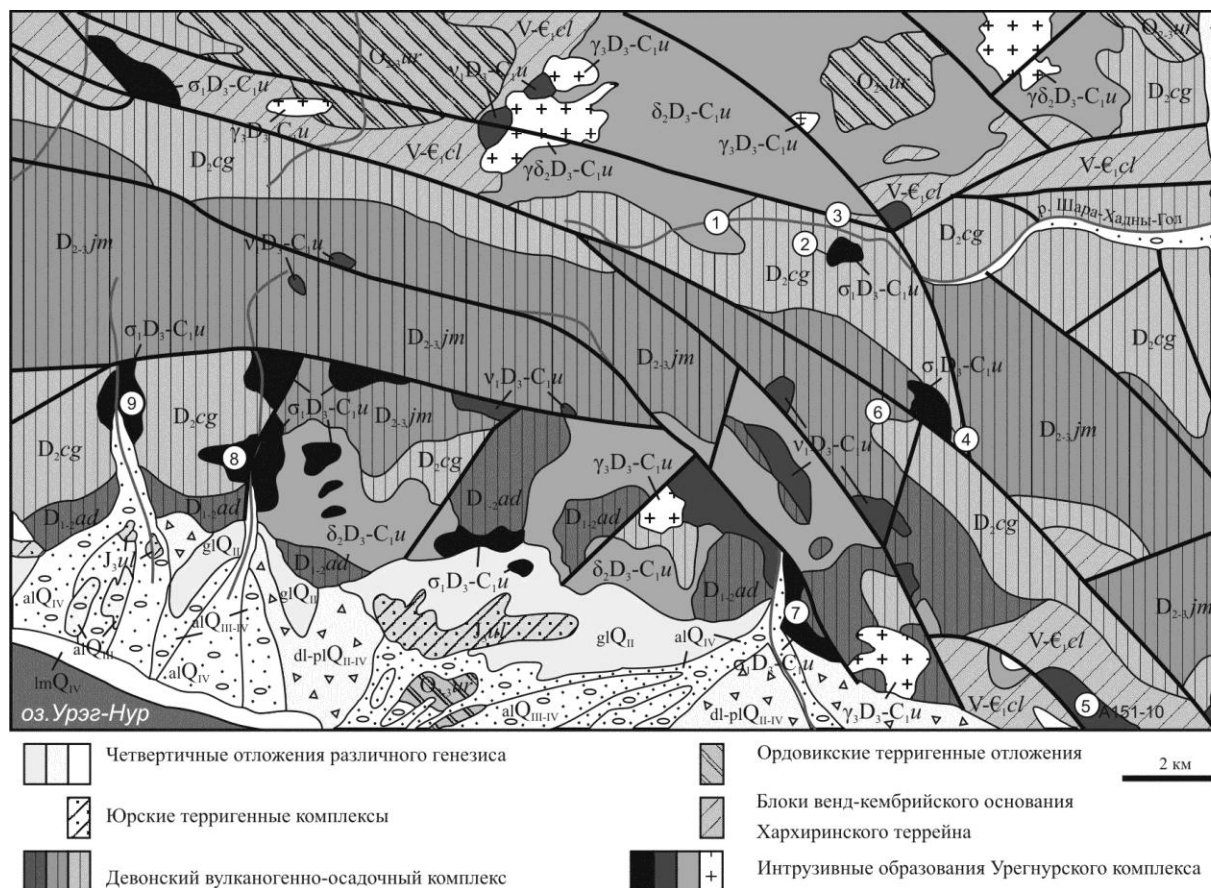


Рис. 1. Схема геологического строения центральной и восточной части хр. Цаган-Шибету (по карте М46-ХІV, 1987 г.). Цифрами обозначены габброидные массивы урегнурского комплекса 1 - Шара-Хадны, 2 - Правобережный, 3 - Левобережный, 4 - Цеолитовый, 5 - Перевальный, 6 - Рудный, 7 - Елын-Ам, 8 - Пакистан, 9 - Хойт-Сайр.

Наиболее интересными с точки зрения типизации, наблюдаемого спектра пород и их взаимоотношений являются массивы Елын-Ам, Цеолитовый и Рудный.

Массив Елын-Ам располагается на южном флансе хр. Цаган-Шибету в районе входа в ущелье Елын-Ам. Это наиболее крупный и полно дифференцированный из исследованных нами массивов. В его западной части породы выходят непосредственно в русло и на левом борту долины сайра. В нижней по склону, и, очевидно, придонной части тела располагается мощный (не менее 30 метров) горизонт ультраосновных пород – плагиоперидотитов и верлитов, содержание MgO в которых достигает 35 мас. %. Далее вверх по разрезу перидотиты резко сменяются меланократовыми оливиновыми габбро и габброноритами с одиночными шлирами перидотитов. В 300 м

от верхней границы нижнего кумулятивного горизонта облик пород вновь заметно меняется, они становятся все более крупнозернистыми, на отдельных участках проявляется трахитоидность, содержание MgO снижается до 7-10 мас. %.

Массив, названный нами Цеолитовым, расположен в восточной части хребта в верховьях правых притоков реки Шара-Хадны-Гол. Размеры выхода габброидов составляют порядка 1200×500 м. Массив слабо дифференцирован, породы представлены разнозернистыми оливиновыми габбро с габброофитовой структурой. Участки различной зернистости встречаются в разных частях тела, как в кровельной, где обнаружена зона закалки на контакте с брекчированными алевролитами, так и в его центральных частях. Петрохимически заметных отличий между крупнозернистыми и мелкозернистыми породами нет, однако наблюдаемые фазовые соотношения предполагают более позднее внедрение последних. Особенностью данного массива является наличие в центральной и западной его частях зоны развития пегматоидных габброидов с кристаллами анальцима, томсонита, пренита и роговой обманки. Анальцим обнаружен, кроме того, в интерстициях между лейстами плагиоклаза в нескольких образцах, отобранных вне зоны развития пегматоидов. Это позволяет относить рассматриваемые породы к тешенитам и параллелизовать их с раннедевонским черносопкинским сиенит-щелочно-габброидным комплексом Восточного Саяна [3].

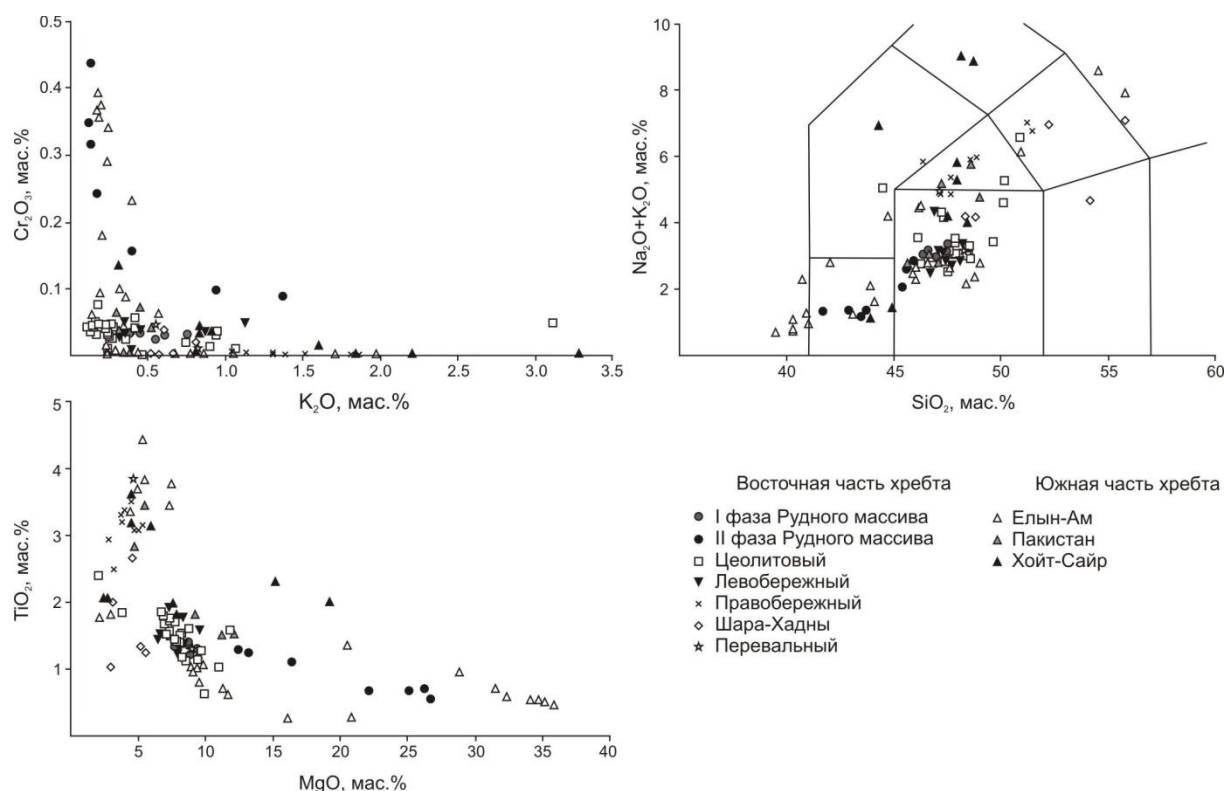


Рис. 2 Петрохимические особенности габброидных массивов хребта Цаган-Шибету.

Рудный массив располагается менее чем в 500 м от Цеолитового. Площадь выходов не превышает 70×300 метров. Несмотря на крутые склоны, обнаженность массива достаточно плохая; но, тем не менее, нам удалось отобрать серию образцов в крест предполагаемого простирания массива, и на основании полученных данных выделить в нем две фазы внедрения, причём удалось с достаточной долей вероятности установить, что высокомагнезиальные породы прорывают менее магнезиальные (антидромная последовательность), и, в отличие от них гораздо более сильно

дифференцированы (см. Черданцева и др. в этом сборнике). Таким образом, было установлено, что габброиды с пойкилоофитовой структурой прорываются оливиновыми меланогаббро, к которым приурочена Cu-Ni-ЭПГ сульфидная минерализация.

Изучение петрохимических особенностей габброидов хр. Цаган-Шибету показало широкий спектр вариации их состава. Выделяются как сильно дифференцированные массивы, в составе которых присутствуют ультраосновные породы (Елын-Ам, Рудный, Хойт-Сайр), так и небольшие практически не дифференцированные массивы (Правобережный, Левобережный). При этом есть исключения – достаточно подробно исследованный Цеолитовый массив весьма однороден по составу, не смотря на относительно большие размеры. Широко варьирует содержание титана – на дискриминационных диаграммах отчетливо выделяются массивы, в которых имеются высокотитанистые дифференциаты (Елын-Ам, Хойт-Сайр, Перевальный), а также в целом высокотитанистый Правобережный массив (рис.2). При этом обращают на себя внимание и высокотитанистые оливиновые горнблендиты массива Хойт-Сайр. Большинство исследованных пород имеют нормальную щелочность, однако практически везде присутствует небольшая группа пород с содержаниями $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ более 5 мас. %. Соотношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ колеблется в среднем от 3 до 10, однако в массивах Хойт-Сайр и Рудный имеются обогащенные калием относительно натрия породы с соотношением, близким к 1:1.

Рассматриваемый ареал ультрабазит-базитового магматизма считался ранее продолжением области развития интрузивов торгалыгского комплекса Западной Тувы и многими исследователями относился к образованиям позднего девона - раннего карбона. Полученная нами ранее датировка по зернам циркона (SHRIMP-II) из пород Цеолитового массива показала возраст 405 ± 6 млн. лет. Таким образом, время образования базитовых интрузивов хребта Цаган-Шибету отвечает раннему девону и совпадает со временем формирования вулканогенных комплексов Минусинского прогиба, Тувы и Западной Монголии. Полученные нами данные свидетельствуют о внедрении достаточно высокомагнезиальных исходных расплавов для этих тел, что маркирует наиболее высокие степени плавления мантии в данном регионе на это время. Исходя из этого, можно сделать вполне закономерный вывод о том, что в девонское время здесь находился центр плюмовой магматической активности.

Работы проведены при поддержке гранта РФФИ 12-05-00435.

1.Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В., Калугин В.М., Оюунчимэг Т., Шелепаев Р.А, Егорова В.В. Раннекембрийская Урэгнурская платиноносная вулканоплутоническая пикрит-базальтовая ассоциация Монгольского Алтая – индикатор кембро-ордовикской крупной изверженной провинции // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 665-681.

2.Вишневский А.В., Изох А.Э., Поляков Г.В. Пикродолеритовые интрузии Западной Монголии: возрастные рубежи и геохимические особенности // Вестник Томского государственного университета. 2011. № 342. С. 201-205.

3.Лавренчук А.В., Изох А.Э., Поляков Г.В., Метелкин Д.В., Михальцов Н.Э., Травин А.В. Чернсопкинский тешенит-сиенитовый комплекс северо-западной части Восточного Саяна - одно из проявлений раннедевонского плюмового магматизма // Геол. и геофиз. 2004. Т. 45, № 6. С. 663-677.

**ПЕРВЫЕ ИЗОТОПНЫЕ ДАТИРОВКИ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД
АЛУЧИНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА (ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА) И
ИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ**

А.В. Ганелин¹, С.Д. Соколов¹, П. Лэйер², В.А. Симонов³

¹*Геологический институт РАН, Москва, Россия, landgan@gmail.com*

²*Университет Аляски, Фэрбенкс, США*

³*Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия,
simonov@uiigm.nsc.ru*

**THE FIRST ISOTOPIC DATING OF PLUTONIC ROCKS OF ALUCHIN
OPHIOLATES (WESTERN CHUKOTKA) AND THEIR GEODYNAMIC
CONSEQUENCES**

A.V. Ganelin¹, S.D. Sokolov¹, P. Layer², V.A. Simonov³

¹*Geological institute RAS, Moscow, Russia, landgan@gmail.com*

²*University of Alaska, Fairbanks, USA*

³*Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia*

The review presents the first systematic data on the absolute ages of intrusive rocks of Aluchin ophiolite complex of Western Chukotka. In most cases, were analyzed the fraction of fresh plagioclase and bulk composition of cumulative gabbro by Ar-Ar method. In addition, were obtained zircon grains from the same sample, which were then analyzed by U-Pb (SRIMP) dating. The data obtained indicate that the formation of the rocks were 306-270 M.A. that correlates well with the data of SRIMP (280 M.A). These data clearly show that the age of the ophiolites is a medium-late Paleozoic.

В западной части Верхояно-Чукотской складчатой области расположены два крупных офиолитовых комплекса – Алучинский и Громадненско-Вургувеевский (рис. 1). Они занимают пограничное положение между Южно-Анъюской сутурой (ЮАС) и Алазейско-Олойской зоной (АОЗ), входящей в состав Верхояно-Колымской складчатой системы. В пределах ЮАС распространены вулканогенно-терригенные отложения верхней юры - нижнего мела. Большинство исследователей она рассматривается как коллизионная структура, образовавшаяся в результате закрытия позднемезозойского бассейна, разделявшего Евразию и Северную Америку [5, 6, 7 и др.]. АОЗ представляет собой комплекс островодужных террейнов, общий возрастной диапазон которых отвечает среднему палеозою – раннему мелу [5, 6].

Описываемые офиолиты долгое время оставались мало изученными объектами. Одним из основных нерешенных вопросов являлся возраст офиолитов. Оставалось неясным, к какой из двух структур ЮАС или АОЗ относить Вургувеевские и Алучинские офиолиты. Рассматривая офиолиты в структуре ЮАС, одни исследователи предполагали их позднеюрско-раннемеловой возраст [5], другие считали их возраст палеозойским [6]. В результате оставались неясными природа и время существования океанического бассейна, а также геодинамическая обстановка формирования офиолитов.

Ранее были получены абсолютные датировки габброидов Громадненско-Вургувеевского массива [1, 4] и дайкового комплекса Алучинского массива [1].

В последние годы изотопными методами (Ar-Ar и U-Pb SHRIMP) был получен ряд датировок кумулятивного габбро из нижнекорового комплекса Алучинских офиолитов.

Ar-Ar датирование производилось в университете г. Фэрбенкс (Аляска, США) на масс-спектрометре VG-3600, а также в ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск, на масс-спектрометре МИ-1201. Из нижнекорового комплекса Алучинского массива были

проанализированны два образца слабоизмененного кумулятивного габбро (срх-40% + рl-60%). Возрастное плато для образца 4012-3 (валовая проба), составил 272.3 ± 1.7 млн. лет, что соответствует границе нижней и верхней перми.

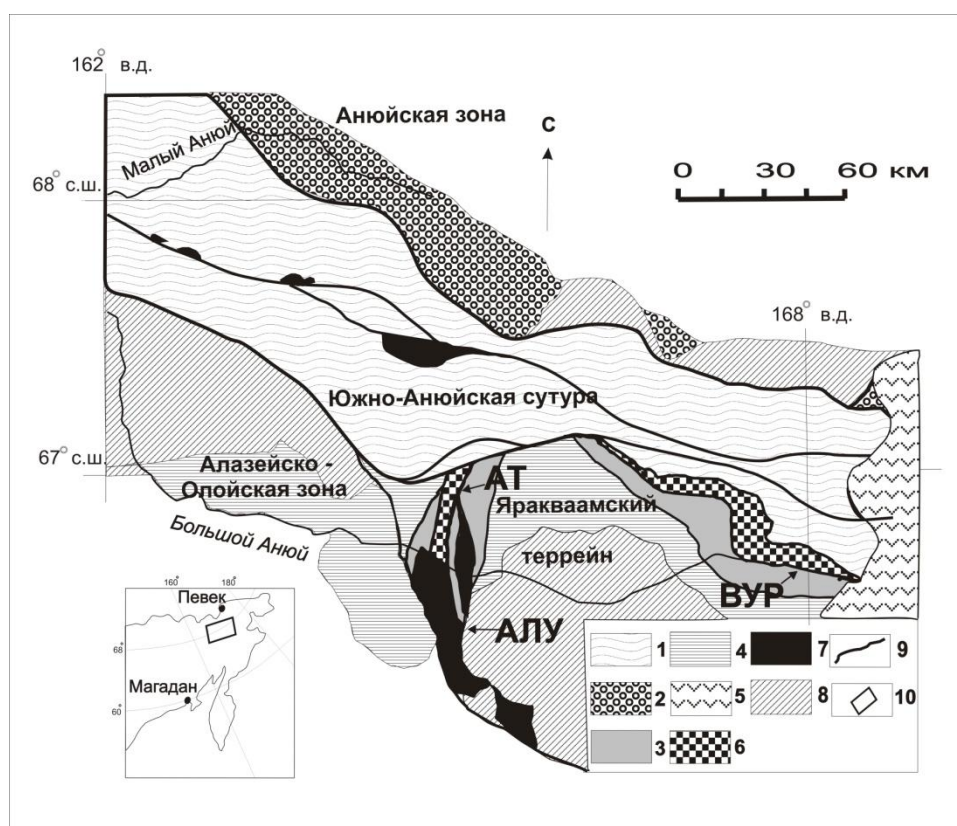


Рис. 1. Схема основных структурных элементов Южно-Аньюйской сутуры и ее обрамления по [4] с изменениями.

1 - мезозойские вулканогенно-терригенные комплексы Южно-Аньюйской сутуры; 2 – триасовые турбидиты Аньюйской зоны Аньюйско-Чукотской складчатой системы; 3-4 – Верхояно-Колымская складчатая система: 3 – позднепалеозойские вулканогенно-терригенные отложения Алазейско-Олойской зоны; 4 – мезозойские вулканогенно-терригенные отложения Алазейско-Олойской зоны; 5 – меловые молассовые отложения; 6, 7 – ультрабазит-базитовые массивы (6 – с преобладанием базитов, 7 – с преобладанием ультрабазитов); 8 – меловые наложенные вулканогенно-осадочные комплексы; 9 – разломы; 10 – район работ. АТ – Атамановский массив, ВУР – Громаденско-Вургувеевский массив, АЛУ – Алущинский массив.

В обр. 4044 была проанализирована фракция плагиоклаза. В возрастном спектре получены два промежуточных плато с возрастами 233 и 306 млн. лет. Поскольку измерения проводились с использованием метода ступенчатого нагрева, то более высокотемпературные данные (306 млн. лет) должны быть ближе к первоначальному возрасту, а низкотемпературные (233 млн. лет) могут быть следствием наложения вторичных процессов.

Помимо фракции плагиоклаза из образца 4044 было выделено 12 зерен циркона, которые были проанализированы U-Pb методом в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ на масс-спектрометре SHRIMP-II. В результате измерений определено, что среди выделенных цирконов присутствуют три популяции, характеризующиеся различными возрастами.

Первая популяция представлена двумя зернами призматической удлиненной формы. Концентрация урана варьирует от 202 до 1089 ppm. Средневзвешенный возраст, рассчитанный по четырем измерениям (по два на каждое зерно) составляет 91 ± 1 млн. лет.

Вторая популяция (рис.2) представлена тремя зернами (4044-2, 4044-6, 4044-7) изометричной и призматической формы. Зерна имеют сложный характер концентрической зональности с четко выделенными ядрами. Концентрации урана составляют от 196 до 1120 ppm. Средневзвешенный возраст, рассчитанный по пяти измерениям, составляет $280,3 \pm 2,5$ млн. лет.

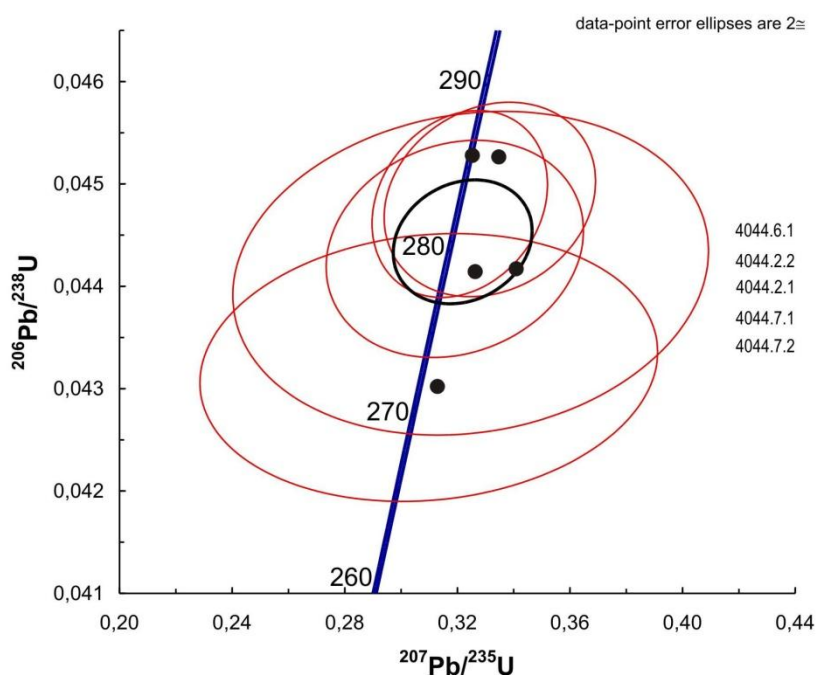
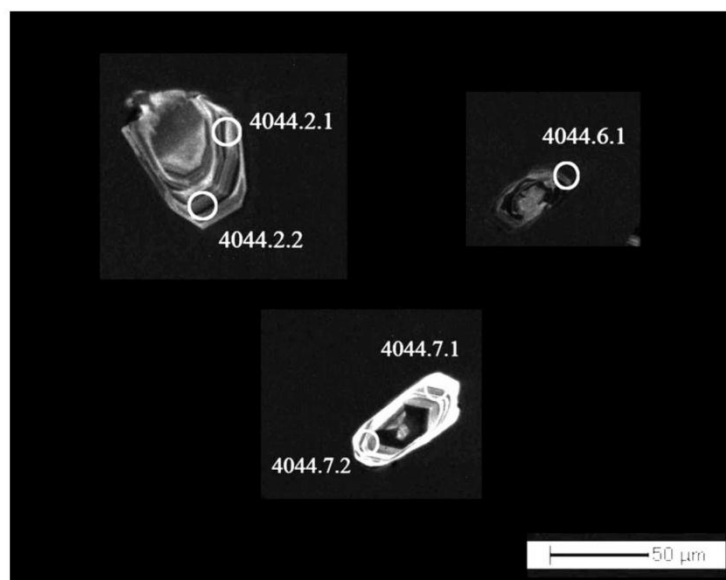


Рис.2. Католюминисцентные снимки второй популяции проанализированных кристаллов циркона и Pb/U изотопная диаграмма с конкордией для полученных значений.

Третья популяция цирконов представлена тремя зернами. Зерна изометричные, зональные с ярко выраженными ядрами и краевыми зонами. Концентрации урана 402 – 471 ppm. Для каждого из трех зерен возраста составили 1830 ± 22 , 1835 ± 19 , 2709 ± 16 млн. лет.

Древние докембрийские возраста цирконов, вероятнее всего, отражают докембрийский возраст протолитов.

Возраст первой популяции цирконов 91 млн. лет (поздний мел) требует дополнительных исследований. В любом случае этот возраст не может быть возрастом кристаллизации пород Алучинского офиолитового массива. Возможно, он отражает влияние магматической системы Егдэгкычского мелового (130-92 млн. лет) интрузивного комплекса [2]. Возраст цирконов второй популяции составляет 280 млн. лет (ранняя пермь). Это значение хорошо согласуется с результатами Ar-Ar датирования указанными выше (272 и 306 млн. лет).

Таким образом, время формирования изученных кумулятов Алучинского массива соответствует промежутку поздний карбон – конец ранней перми.

Полученные данные требуют пересмотра прежних представлений о позднеюрско-раннемеловом возрасте офиолитов и, соответственно, Южно-Анжуйского океанического бассейна. Очевидным становится выделение офиолитов из состава ЮАС и принадлежность их Яракваамскому террейну Алазейско-Олойской складчатой зоны.

Полученные геохронологические данные вместе с ранее опубликованными данными о возрасте пород Громадненско-Вургуевемского офиолитового массива позволяют сделать вывод о длительном существовании океанического бассейна, начиная, по крайней мере, с карбона.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 11-05-00074, Госконтракт 14.740.11.01.90, НШ-5177.2012.5.

1. Бондаренко Г.Е., Лэйер П., Соколов С.Д. и др. Реконструкция истории Южно-Анжуйского палеоокеана по данным Ar/Ar датирования // Материалы XXXVI Тектонического совещания. Т. 1. М.: Геос, 2003. С. 60-63

2. Дылевский Е.Ф. Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан. 1997. С.88-107.

3. Кораго Е.А. // Материалы IV регионального петрографического совещания по Северо-Востоку России. Магадан. 2000. С. 187-190

4. Лычагин П.П., Бялобжеский С.Г., Колясников Ю.А., Ликман В.Б. Геология зоны перехода континент-океан на Северо-Востоке Азии (реферативное изложение результатов важнейших исследований 1985-1990 гг.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН (препринт), 1991. С. 140-157.

5. Натальин Б.А. Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы северной части тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1984. 135 с.

6. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги в мезозоидах северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.

7. Сеславинский К.Б. // Доклады Академии наук СССР. 1979. Т. 245, № 5. С. 1181-1185.

GEOCHEMISTRY AND PLATINUM POTENTIAL OF TETE GABBRO COMPLEX (MOZAMBIIC BELT, SOUTH AFRICA)

O. Glazunov, G. Svirin

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

The work is focused on geochemistry of PGE, trace elements and ore-bearing evaluation of Tete gabbro. Tete gabbro intrusive occupies the middle part of Zambesi river and represents one of the biggest massif of South Africa (5000 km²). The intrusive is located in the Mozambican belt composed mainly of the Precambrian metamorphic rocks. It extends along the boundary between the Mozambican belt and Rhodesian Craton [1, 2].

A composition of Tete basic rocks varies from gabbro-norite through pegmatoid gabbro to gabbro-diabase (table). Diabase small bodies also occur among the area of gabbro. Gabbro is often cut by injections of granite and the veins of quartz with sulfides and Au. Geochemical characteristics of Tete gabbro are typical of tholeiites of normal differentiated series (table). These rocks are comparable in chemical composition to gabbro of Bushveld complex, but Tete gabbros are significantly enriched in Fe₂O₃, TiO₂ and more differentiated. A common tendency of the element behavior is similar to that of oldest basic rocks of North-Asian craton [3]. Maximum Cr content in Tete gabbro reaches up to 360 ppm.

Tete gabbros are characterized by a wide Pd and Pt range. The norite contains higher Pd (to 40 ppb) as compared to other rocks. Pt ranges from 1 to 10 ppb, Au- 1-5 ppb in association of As (>10 ppb), Ag (2-16 ppb). Rh has a low content (<1ppb). Pd was analyzed in gabbro-diorites (to 6 ppb), however Pt content is low. The rocks of the diabase group have more than 15 ppb of Pd and only 5-10 ppb of Pt. All rocks are marked by a negative correlation of PGE content and Cr, Ni, Ti concentrations. Similar values of PGE were determined in the gabbro lower critical zones of the eastern part Bushveld complex [4, 5].

Rb/Sr dating of gabbro is a new fact of isotopic studies in the region. The gabbro-diabases of Tete are dated as 1760±67 Ma, that corresponds with the age of Losberg gabbro (2041±41) [6] and Bushveld complex (1942±16), South Africa [7]. Therefore, the age of 1560 Ma was determined for younger magmatic phase of Tete gabbro.

The low ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio of gabbro-norite indicates a slight degree of contamination of primary magma and its mantle source. Only separate samples of gabbro with higher ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.7090) show evidence of contamination melts as it takes place in Bushveld complex [8].

The magmatic minerals of gabbro-norite proper are: hyperstene, bronsite, augite, plagioclase (An-Ab), ilmenite, magnetite. The olivine is not observed. Postmagmatic paragenesis is amphibole, quartz, sulfides.

The electron-microprobe analyses show a range of chemical variation of pyroxene. These minerals are slightly enriched in Cr, Ti, Mn, and PGE with exception of gabbro-diabases which are marked by 1.90 wt. % of TiO₂. Gabbro-diabases are similar in composition to parental magma. The ilmenite shows the presence of 0.5-2.0 wt. % of MnO and 0.5-0.7 wt. % of MgO. Magnetite contains high Cr₂O₃ (0.65-2.25 wt. %) as a result of replacement of the chromite. As far as we know Pt inclusions are observed in early chromite. However, a direct correlation between Cr and PGE is not observed in the investigated samples.

The higher Pd concentrations in gabbro are due to dispersion forms of epymagmatic phase in sulfides whereas in other PGE were accumulated in early magmatic episode, with chromites and magnetites.

Enrichment of Tete gabbro by Pd, Ti, partly Zr, Y and depletion of Sr, Cr is an indication of their original ore-forming potential.

Table.

Average chemical composition of Tete gabbro

	1	2	3	4
SiO ₂	50.68	50.76	56.62	50.93
TiO ₂	0.62	0.31	1.01	1.23
Al ₂ O ₃	16.72	15.96	17.60	15.30
Fe ₂ O ₃	3.06	3.06	4.87	4.97
FeO	5.80	4.42	2.78	6.27
MnO	0.15	0.12	0.11	0.15
MgO	8.28	8.92	4.40	6.60
CaO	10.95	13.00	7.15	9.63
Na ₂ O	2.32	2.18	3.82	2.69
K ₂ O	0.44	0.09	1.30	0.90
P ₂ O ₅	0.02	nd	nd	0.07
П.п.п.	0.35	0.59	0.15	0.63
Total	99.39	99.41	99.81	99.37
CO ₂	0.07	0.04	nd	0.04
H ₂ O ⁻	0.13	0.12	0.15	0.15
H ₂ O ⁺	0.09	0.32	nd	0.40
Pd	40	0.5	6	15
Pt	10	10	0.5	0.5
Rh	<0.01	-	0.01	-
Cr	280	330	80	150
Ni	140	150	49	111
Co	45	39	31	40
V	180	170	160	200
Cu	100	90	24.8	84
Sc	30	40	21	36
Y	14.9	13.3	10.25	26
Yb	2.5	2.2	1.75	4.2
Total TR	17.4	15.5	12.0	30.6
Sr	270	110	400	390
Ba	240	48	580	271
Rb	4	1	2	13
Li	10	6	9	19
Zr	26.8	13.8	15.5	30
Cr/Ti	0.09	0.21	0.02	0.03
Sr/Ca·10 ⁻³	3.92	1.25	7.84	5.86
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.70560	0.70310	0.70364- 0.70409	0.70560- 0.70471
n	5	5	2	3

1 - gabbro-norite; 2 - pegmatoid gabbro; 3 - gabbro-diorite; 4 - gabbro-diabase. Analytical determination was made at the Institute of Geochemistry, Irkutsk. Petrochemical elements are in wt. % (L.P. Frolova), Pd, Pt, Rh (ppb)-scintillation and atomic absorption (S.I. Prokopchuk). All trace elements were analyzed by quantitative spectral analyses by A.D. Glazunova and atomic absorption by O.A. Proidakova- (ppm). nd - no detectable.

1. Read H.H., Watson I. Late Earth History. Macmillan Press LTD: London. 1975. 407 p.

2. Duane M.I., Suggare E.P. Crustal scale fluid transport mineralization in Southern Africa // Cent. Geol. Congr. Ext. Abst. 1995. P. 709-711.
3. Glazunov O.M. Geochemistry and ore-bearing gabbroids and hyperbasites. Novosibirsk: Nauka. 1981. 191 p. (In Russian).
4. Lee Chr., Tredoux M. PGE abundance in the lower and lower critical zones of the Eastern Bushveld complex // Canad. Min. 1985. V. 23, N 2.P. 307.
5. Barends S.I., Naldrett A.I., Corton M.P. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas // Chemical Geol. 1985. V.53.P. 305-321.
6. Coetzee H., Kruger F.J. The geochronology, Sr- and Pb- isotope geochemistry of the Losberg Complex magmatism // Afr. J. Geol. 1989. V. 92, N 1. P. 37-41.
7. Hunter D.R., Hamilton P.J. Evolution of the Earth's Crust // London e. a.: Academic Press. 1978. P. 107-173.
8. Kruger F.J., Marsh J.S. Significance of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in the Merensky cyclic unit of the Bushveld Complex // Nature. 1982. V. 298, N 5869. P. 53-54.

U-Fe-Ti-V-PGE-Au-Ag-Cu МЕСТОРОЖДЕНИЯ УДОКАН-ЧИНЕЙСКОГО РАЙОНА

Б.И. Гонгальский

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и
геохимии РАН, Москва, Россия, kgrrt-61@ya.ru*

U-Fe-Ti-V-PGE-Au-Ag-Cu DEPOSITS OF THE UDOKAN-CHINEY REGION

B.I. Gongalskiy

*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry,
Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia, kgrrt-61@ya.ru*

Magmatic copper–nickel deposits and cupriferous sandstones-shales mark out the western and southern boundaries of the Siberian Craton accordingly. Copper reserves and resources of this region are estimated at more than 50 Mt. Half of them is concentrated at the unique Udokan deposit and the second half is distributed among sedimentary (Unkur, Pravoingamakitskoye et al.) and magmatic deposits of the Chiney, Luktur and Maylav massifs. Thus the Udokan–Chiney region comprises Cu, Fe, Ti, V, U, REE, Ag, Au, PGE. These deposits differ from similar objects, the Olympic Dam in particular, by a much smaller content of fluid-bearing minerals.

Введение. В юго-западной окраинной части Алданского щита размещается уникальный рудный район с суперкрупными месторождениями [1,6] меди и крупными серебра (Удокан), суперкрупными ванадия (месторождения Магнитное и Этырко Чинейского массива), крупными железа, титана, меди, благородных металлов (Рудное, Верхнечинейское, Сквозное, Контактное Чинейского массива), рудопроявлений Луктурского и Майлавского массивов [2], рудопроявлений урана, редких и редкоземельных элементов (Гудымовское и Базальтовое Чинейского массива [2]) и суперкрупное U-Ta-Nb-REE (Катугинское [1]). Кроме того, с альбитизированными магнетитовыми и медистыми песчаниками связаны U-Pd-REE месторождения и рудопроявления (Читканда [8], Чинейское-2 [5]). Перечень металлов соответствует типичным представителям семейства железо-окисно-золото-медных месторождений (IOCG) –Олимпик-Дам [9], а совокупные запасы по ряду металлов даже превышают таковые в последнем.

Геологическое строение. Основные структурные элементы Удокан-Чинейского района состоят из архейского фундамента, на котором в раннем протерозое был заложен Кодаро-Удоканский прогиб, терригенные отложения которого интродуцированы большими объемами ультрабазит-базитовых и гранитных магм, возрастные соотношения между которыми надежно не установлены. Последнее обстоятельство, возможно, объясняется многократными внедрениями ультрабазит-базитовых магм, формированием разноглубинных камер, кристаллизация которых привела к формированию расслоенных анортозит-габбро-норитовых массивов чинейского комплекса. Фракционирование магм приводило к концентрации оксидов – титаномагнетита в начале (пироксен-титаномагнетититы) и в завершении кристаллизации (плагиоклаз-титаномагнетититы).

Возраст различных изотопных систем габброидов Чинейского массива находится в интервале 1,81-1,89 млрд. лет [4]. По геологическим взаимоотношениям устанавливается четыре разновозрастные группы пород. Первая представлена пироксенитами, габброидами промежуточного состава [2]. Эти породы сохранились в виде блоков, пластин в габброидах более поздних внедрений - высокотитанистых (2 группа) и низкотитанистых (3 группа). Завершающими магматическими образованиями (4 группа) являются флюидно-магматические брекчии, образующие силлы в приподошвенной части массива, и рассекающие массив дайки. Породы 2-3 групп характеризуются тонкой, грубой и скрытой расслоенностью, разноранговой ритмичностью (микроритмы, ритмы, пачки, серии). Крайними представителями глубокого фракционирования являются мономинеральные слои и линзы всех породообразующих и главных рудных минералов (пироксениты, анортозиты, титаномагнетититы, жильные и линзовидные тела сплошных халькопиритовых и пирротиновых руд).

Среди магматических пород сульфиды ассоциируют с верхними лейкократовыми частями микро- и макроритмов. Промышленные концентрации сульфидов установлены в эндо- и экзоконтактовых зонах Чинейского массива, в центральной части интрузива в виде прожилково-вкрапленных зон, формирующих штокверки в высокотитанистых габброидах (титаномагнетитовые месторождения Этырко и Магнитное). Во всех типах руд устанавливаются повышенные концентрации МПГ, возрастающие от эндо- к экзоконтактовым рудам [2, 6]. В экзоконтактах массива обнаруживаются и жильные руды, оторванные на первые десятки метров от подошвы интрузива. Под массивными и брекчиевыми телами халькопиритовых руд наблюдаются почти вертикальные прожилковые зоны с метасоматическими изменениями вмещающих пород, прослеженные на 250-300 м ниже контакта массива. Такие руды почти полностью сложены халькопиритом (Рудное месторождение), но содержат много второстепенных и редких минералов, таких как миллерит, кобальтин, герсдорфит, никелин, арсеногаухекорнит, майченерит, садбериит, котульскит.

Сульфидная минерализация установлена также и на других массивах чинейского комплекса: в верхней части разреза Луктурского массива среди крупнозернистых габброноритов и норитов, габброидах Майлавского массива [2].

В ближайшем обрамлении Чинейского массива установлены прожилковые зоны пирит-халькопиритовых руд, которые относились к формации медистых песчаников и рассматривались как месторождения-сателлиты Удоканского месторождения. Это Правоингамакитское и Сакинское месторождения. В экзоконтакте Луктурского массива расположено Ункурское месторождение, более удалены от Удоканского месторождения Красное и Бурпала. Преобладание халькопирита в рудах названных месторождений, более широкий спектр второстепенных минералов, а также,

существенно более высокие концентрации Au, Ag и PGE, более близки к экзоконтактовым рудам месторождений Чинейского массива, чем к удоканским рудам.

Например, среди руд Правоингамакитского месторождения установлены пирит-халькопиритовые руды с повышенными концентрациями Ag (370 г/т в штуфах), Ni, Co, Pd, не характерными для руд Удоканского месторождения [3]. Преобладание секущих прожилковых пирит-халькопиритовых руд на Ункурском месторождении, которое расположено в экзоконтакте Луктурского массива, также отличает эти руды от эталонного Удоканского месторождения.

Fe-Ag-Cu руды Удоканского месторождения часто называют монометалльными, хотя по запасам серебра оно принадлежит к крупным месторождениям (более 15 тыс. т), кроме того, запасы железа в рудах составляют более 10 млн. т. Руды представлены двумя разновидностями: халькопирит-пиритовыми и халькозин-борнитовыми, образованными в результате телескопирования рудных процессов: осадочного для первых и гидротермального для вторых. Высокие концентрации Fe в борнит-халькозиновых рудах обусловлены новообразованными метакристаллами магнетита, которые составляют 8-10%, достигая 50% объема пород. Новообразованные метакристаллы магнетита в рудной толще наблюдаются и среди магнетитовых слойков осадочного происхождения. Магнетитовые оторочки окаймляют субсогласные с осадочными текстурами и секущие прожилки халькозин-борнитовых руд[2]. Кроме отмечавшихся всеми исследователями секущих кварц-карбонатных жил с сульфидами на самом Удоканском месторождении [6], в верхней части продуктивной толщи нами установлены многочисленные субсогласные с напластованием и секущие жилы сложного строения, часто брекчированные. В центральных частях прожилков часто наблюдаются обломки вмещающих пород, жильного кварца, которые цементируются крупнокристаллическим борнитом и халькозином.

Существенно медный состав руд Правоингамакитского месторождения с близким к чинейским рудам набором попутных компонентов может служить доказательством их сложной генетической природы и участия как магматических, так и осадочных процессов в их формировании. Несомненно, они являются связующим звеном между месторождениями Fe-Ag-Cu руд в песчаниках и медно-никелевыми месторождениями и рудопроявлениями в магматических породах. Вероятно, происходило не только переотложение и перераспределение рудных компонентов (цветных металлов) первоначально осадочного генезиса, но и привнос магматическими флюидами как меди, так и благородных металлов. Данные по изотопии серы во многом подтверждают это предположение. Так сульфидные руды разноформационных месторождений Чинейского массива, Правоингамакитского, Сакинского, Красного месторождений характеризуются близостью изотопного состава серы: $\delta^{34}\text{S}$ меняется от +1.7 до +4.4. На Удоканском и Бурпалинском месторождениях сера легкая (отрицательная), причем при значениях -13-27 это халькопирит-пиритовые руды, которые характеризуются осадочными текстурами, и халькозин-борнитовые -2,7-8,6. В целом сера для большинства месторождений и рудопроявлений характеризуется скорее отчетливо проявленным магматическим компонентом, чем осадочным. Совмещение в пространстве месторождений меди, залегающих в различных средах – осадочных и магматических породах - является следствием длительно развивавшейся Удокан-Чинейской РМС. Отрицательные до -27 значения изотопов серы руд Удоканского месторождения принадлежат преимущественно пиритовым и пирит-халькопиритовым рудам с явными признаками их осадочного происхождения. Для большинства сульфидных руд расслоенных ультрабазит-базитовых массивов и месторождений ближайшего обрамления последних сера более тяжелая +1÷+5. Последнее может

служить доказательством двух источников в формировании руд Удоканского месторождения: из морских осадков и гидротермальных растворов.

В магнетитовых и медистых песчаниках удоканской серии известны небольшие месторождения и рудопроявления U, REE, Pd [5, 8], в последние годы U, REE минерализация установлена и в высокотитанистых габброидах Чинейского массива [7]. Этот тип минерализации связан с процессами альбитизации, пропилитизации вмещающих осадочных и магматических пород. Южнее располагается U-REE-Ta-Nb суперкрупное Катугинское месторождение палеопротерозойского возраста.

Приведенный спектр металлов позволяет предположить, что месторождения и рудопроявления Fe-Ti-V, Cu-Au-Ag-PGE, U-REE Чинейского массива, Fe-Ag-Cu месторождения в осадочных породах (Удокан, Правоингамакитское, Сакинское, Ункур, Красное, Бурпала), U-REE типов минерализации в магматических (Гудымовское, Базальтовое) и осадочных (Читканда, Чинейское-2) породах могут принадлежать к семейству железооксидно-золото-медных месторождений (IOCG).

Заключение. Дискуссия о происхождении Удоканского и Чинейских месторождений продолжается уже на протяжении нескольких десятилетий [2, 6]. Споры о первичности сульфидных руд, связанных с расслоенными массивами, или залегающими в осадочных породах базировались на аргументах этих крайних составляющих единой рудно-магматической системы [1, 2].

Металлогения Удокан-Чинейского рудного района определяется палеопротерозойской (1.8-1.9 млн. лет) активизацией глубинных процессов, выраженных в формировании внутрикратонных прогибов (Кодаро-Удоканский и др.), внедрении гранитных магм (кодарский комплекс), рудоносных ультрабазит-базитовых магм, сформировавших разноглубинные расслоенные массивы (Чинейский, Луктурский, Майлавский и др.), которые предопределили уникальную рудоносность района с суперкрупными Удоканским, Чинейскими и Катугинским месторождениями.

Чинейский массив был сформирован в результате многократных поступлений магм в промежуточную магматическую камеру, прошедших фракционирование в разноглубинных магматических камерах, что нашло отражение в формировании четырех различающихся по составам групп пород. Фракционная кристаллизация магм привела к формированию закономерных расслоенных последовательностей: серий, макроритмов, ритмов, микроритмов с кристаллизацией оксидных Fe-Ti-V руд на ранне- и позднемагматических стадиях.

Гигантские концентрации меди (более 50 млн. т.) и сопутствующих элементов, залегающих в магматических и терригенных породах Удокан-Чинейского района, обусловлены кристаллизацией остаточных расплавов-растворов фракционирования ультрабазит-базитовых магм, формированием сопутствующих гидротермальных систем и образованием гидротермальных рудных залежей на различных удалениях от магматических камер – расслоенных массивов. Обогащенные летучими компонентами (S, H₂O, F, Cl) остаточные расплавы предопределили поздне- и послемагматический характер кристаллизации сульфидных руд: вкрапленность и гнезда сульфидов в верхних лейкократовых частях микроритмов, жилы штокверковых зон в ранее закристаллизованных габброидах, залежи сплошных и вкрапленных руд в эндо- и экзоконтактовых зонах массива и во вмещающих породах.

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

2. Гонгальский Б.И. Элементы платиновой группы в породах и рудах месторождений Удокан-Чинейского района // Платина России. Сб. науч. трудов. Т. VII. Красноярск. 2011. С.
3. Гонгальский Б.И., Сафонов Ю.Г., Криволуцкая Н.А., Прокофьев В.Ю., Юшин А.А. Новый тип золото-платино-медного оруденения в Северном Забайкалье // Докл. РАН. 2007. Т. 414, №5. С. 645-648.
4. Гонгальский Б.И., Тимашков А.Н., Вояковский С.Л. U-Pb результаты датирования цирконов палеопротерозойских интрузивов Удокан-Чинейского рудного района (Россия) // Материалы V Рос. конф. по изотопной геохронологии. Москва: ИГЕМ РАН, 2012. С. 110-112.
5. Кнауф В., Ланда Э., Макарьев Л. Минералы платиновой группы в альбититах чинейской серии (Восточное Забайкалье). http://www.natires.com/rpgm_udok.htm
6. Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Том 2. Стратегические виды рудного сырья. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 672 с.
7. Макарьев Л.Б., Миронов Ю.Б., Вояковский С.К. О перспективах выявления новых типов промышленных комплексных урановых месторождений в Кодаро-Удоканской зоне (Забайкальский край, Россия) // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52, № 5. С. 427-438.
8. Машковцев Г.А., Константинов А.К., Мигута А.К., Шумилин М.В., Щеточкин В.Н. Уран российских недр. М.:ВИМС, 2010. 820 с.
9. Hitzman M.W., Oreskes N., Einaudi M.T. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-LREE) deposits // Precambrian Research. 1992. V. 58. P. 241-287.

ЭПГ-Cu-Ni ОРУДЕНЕНИЕ КУНМАНЬЕНСКОГО КОМПЛЕКСА МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ (ЮГО-ВОСТОК АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА)

В.А. Гурьянов¹, В.С. Приходько¹, В.И. Гвоздев², А.Н. Пересторонин¹, Л.Л. Петухова¹

¹*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН им. Ю.А. Косыгина, Хабаровск, Россия, guryanov_v@mail.ru*

²*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия*

PGE-CU-NI MINERALIZATION OF KUN-MAN'YO COMPLEX OF SMALL INTRUSIONS (SOUTH-EAST OF THE ALDAN-STANOVOI SHIELD)

V.A. Gur'yanov¹, V.S. Prikhod'ko¹, V.I. Gvozdev², A.N. Perestoronin¹, L.L. Petukhova¹

¹*Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics FEB RAS, Khabarovsk, Russia, guryanov_v@mail.ru*

²*Far East Geological Institute FEBRAS, Vladivostok, Russia*

Small bodies of nickel-bearing mafite-ultramafites are found in the southeast of the Aldan-Stanovoy Shield. The objects with ore bodies of run-of-mine and rich platinoid-copper-nickel ores are distinguished in the well studied Kurumkan ore field. The ore bodies are associated with dike-like intrusions of mafite-ultramafites and consist of disseminated, stringer-disseminated, breccia and massive ores. The associations of pentlandite-pyrrhotite, magnetite-pentlandite-pyrrhotite-chalcopryrite and millerite-pyrite are referred to as syngenetic, whereas those of pentlandite-pyrrhotite (zones with massive sulfide ores); magnetite-pentlandite-pyrrhotite-chalcopryrite and pyrite-marcasite (with millerite) are ranked as epigenetic. Melonite, merenskyite, irarsite, palladium, silver and bismuth tellurides; native gold, silver and bismuth are revealed in the ores referred to the epigenetic associations.

На юго-востоке щита выявлены сульфидные Cu-Ni с платиноидами рудопроявления, представленные небольшими пластообразными и линзовидными телами мафит-ультрамафитов с прожилково-вкрапленной минерализацией [1,2]. Было обнаружено несколько перспективных на этот вид минерального сырья площадей, а на некоторых из них выявлены тела мафит-ультрамафитов с промышленными содержаниями никеля, повышенными концентрациями меди, кобальта и платиноидов. Один из высокоперспективных участков (междуречье Май (Удской) и Кун-Маньё в пределах Атагского хребта Восточного Становика) приурочен к области сочленения Джанинского и Туксанийского блоков кристаллического фундамента [1,3].

Здесь закартировано несколько пространственно разобщенных ареалов распространения интрузий мафит-ультрамафитов с медно-никелевой сульфидной минерализацией, которые нами рассматриваются на данной стадии изученности в ранге рудных и потенциально рудных полей. Наиболее детально изучено и разведано с проходкой скважин находящееся на западном фланге Джанинского блока Курумканское рудное поле, в плане представляющее собой линейно вытянутый в северо-западном направлении ареал (рой) распространения рудоносных и рудных тел мафит-ультрамафитов. Пространственно этот ареал приурочен к юго-западной краевой части Кун-Маньёнского массива архейских метагабброидов и вмещающим его кристаллическим сланцам и плагиогнейсам джанинской серии [2,3].

Общая протяжённость опробованной части Курумканского рудного поля 28 км при ширине 2-3 км. В его строении принимают участие около ста разных по объёму интрузивных тел, расположенных группами, часто в несколько ярусов (по вертикали), реже отмечаются одиночные тела. Они слагают в основном пластообразные и линзовидные тела мощностью от 0.1-1 м до 80-90 м и протяжённостью по простиранию от 100-250 до 3000 м. В составе Кунманьёнского комплекса малых интрузий преобладают различные вебстериты, реже встречаются лерцолиты и габбро-нориты.

Сульфидные руды (пирротин-пентландит-халькопиритовая ассоциация) оконтуриваются в виде пластообразных залежей, часто по форме повторяя контуры материнских тел. В составе рудных залежей преобладают рядовые вкрапленные руды; богатые густовкрапленные руды локализуются в висячем и лежащем боках мафит-ультрамафитовых тел. Брекчиевые и сплошные руды располагаются на контакте с вмещающими породами, иногда выходя за пределы тел. Содержание сульфидов достигает 10%, в среднем же составляя 5%. Сульфидная медно-никелевая минерализация в метагабброидах, плагиогнейсах и бластомилонитах проявлена в основном в виде маломощных (до 1 см) прожилков, линзочек выполнения трещин. Содержания никеля в них часто достигают 1 %.

Наиболее детально изучена центральная часть Курумканского рудного поля, где были сосредоточены основные объёмы буровых, горнопроходческих, опробовательских и других видов работ. В её пределах выделено пять рудных залежей, четыре из которых по запасам Ni и Cu соответствуют рангу средних и мелких месторождений. В целом они образуют крупное Cu-Ni с Co, Pt, Pd и Au месторождение Кун-Маньё. Кроме них, на флангах рудного поля изучались рудопроявления, в которых также установлены промышленные содержания Ni, Cu, Co и платиноидов (на восточном – Атакан, Атага; на западном – Малый Курумкан, Чёрный Исполин).

В целом, для рудных залежей характерно преобладание прожилково-вкрапленных руд с содержаниями Ni от 0.46 до 0.9%, а Cu от 0.11 до 0.76%, Ag – от 1 до 41.6 г/т, Te – от 0.1 до 4.3 г/т, Pt – от 0.06 до 0.5 г/т, Pd – от 0.05 до 0.36 г/т. До 30-50% объёма брекчиевых руд составляют обломки вмещающих пород, размером до 5 см. Содержания Ni в брекчиевых рудах достигают 5.48%, Cu – 2.33%, Co – 0.053%, Ag – до

56.5 г/т, Pt – до 2.94 г/т. Сплошные руды с массивной текстурой имеют, как правило, небольшую мощность; они характеризуются высокими концентрациями Ni (до 12.76%) и Cu (до 0.75%), Pt и Pd (до 4 г/т). Кроме них, в титано-магнетитовом цементе брекчий пегматоидного типа установлены содержания Pt до 13.26 г/т, Ag – до 20.2 г/т, Ti – 1.48%, Ni – 0.149%.

Распределение сульфидной медно-никелевой минерализации в пределах материнских интрузий контролируется первично-магматическими элементами их внутренней структуры и наложенными структурными преобразованиями. Выделяются два её типа: сингенетический и эпигенетический. Первый представлен рассеянной мелкой вкрапленностью сульфидов. Вкрапленники сульфидов в них имеют размеры от 0.01 до 0.5 мм, реже до 1-3 мм, сложены преимущественно агрегатами зерен пирротина, в сростании с которым находятся пентландит и халькопирит. Ко второму относятся прожилково-вкрапленные, брекчиевые и жильные руды. Прожилково-вкрапленные руды характерны для тектонизированных участков и нижних экзоконтактовых частей рудных тел. Содержание никеля в них достигает 1.54 %. Форма выделения отдельных минералов и состав прожилково-вкрапленных руд мало чем отличаются от вкрапленных. В них на отдельных участках рудных тел развито серпентин (часто с тальком, хлоритом и актинолитом)-магнетит-сульфидное оруденение, и сульфиды иногда замещаются магнетитом. Прожилки и просечки в них различны по морфологии, часто беспорядочно ветвятся, пересекают друг друга, а также – по системе микротрещинок – пироксены, роговую обманку и плагиоклаз. Гнездообразные выделения сульфидов имеют зазубренно-извилистые очертания, мелкие их вкрапления характеризуются уплощенной формой. Брекчиевые руды локализуются в тектонических сдвиговых зонах, проходящих в лежащих боках оруденелых мафит-ультрамафитовых тел. До 30-50% объема руды составляют обломки пород размером до 1-5 см. Содержания никеля в брекчиевых рудах достигают 5.48%. Сплошные руды с массивной текстурой имеют, как правило, небольшую мощность, располагаются в лежащем, реже в висячем боках тел. Содержания никеля в жилах не превышают 12.73%. Мощность тел рудных мафит-ультрамафитов непостоянна, изменяется от первых метров до 63 м, в одних случаях они образуют единый рудный «пласт», в других – расщепляются на апофизы мощностью до 5-11 м. Средние содержания полезных компонентов в рудных залежах разных объектов Курумканского рудного поля варьируют в широких пределах и составляют для Ni от 0.46 до 1.43%, Cu – 0.13-0.76%, Co – от 0.006 до 0.14%, Pt и Pd – от 0.02 до 4 г/т (из них Pt – до 2.94 г/т), Te – 0.2–4.3 г/т, Ag – 0.6–55 г/т, Au – до 0.1 г/т.

Медно-никелевые руды месторождения Кун-Маньё относительно однородны по минеральному составу. Главными минералами в составе сульфидных руд являются (мас. %): пирротин (60–80), пентландит (10–25), халькопирит (10–20), пирит (0–10). Реже встречаются магнетит, ильменит, борнит, халькозин, бравоит, виоларит, никелин. Менее распространены марказит, миллерит; герсдорфит, сфалерит, глаукадоит, мелонит, меренскит, ирарсит, кубанит, галенит, гессит, штюццит, самородные золото и серебро.

К **сингенетическим** ассоциациям отнесены: пентландит-пирротиновая, магнетит-пентландит-пирротин-халькопиритовая, миллерит-пиритовая, к **эпигенетическим** – пентландит-пирротиновая (зоны со сплошными сульфидными рудами), магнетит-пентландит-пирротин-халькопиритовая и пирит-марказитовая (с миллеритом).

Пентландит-пирротиновая ассоциация сложена преимущественно пирротинном (75-85%), пентландитом (10-15%) и халькопиритом (1-3%). Пентландит-1 образует порфировые вкрапленники, часто идиоморфной формы размером до 1,5 мм. В этом пентландите часто наблюдается прекрасная спайность в двух направлениях, иногда с треугольниками выкрашивания. Пирротин-1 представлен моновкрапленниками

изометричной формы размером до 1–2 мм. В нем часто наблюдается отдельность (спайность) по 0001; по которой иногда развиваются редкие пламенивидные (менее 0,05 мм) и лепестковидные (до 0,1 мм) включения пентландита-2. К этой же генерации отнесен пентландит, образующий грубопестельчатые скопления в пирротине (структура распада твердого раствора-?). Пирротин-1 замещается марказитом или виоларитом. Халькопирит образует изометричные вкрапленники, которые пространственно тяготеют к периферии зерен пирротина. Структура руд, сложенных этой ассоциацией, очень похожа на сидеронитовую, причем, размеры зерен породообразующих минералов и сульфидных вкрапленников часто соизмеримы.

Такой же минеральный состав и такие же взаимоотношения минералов наблюдаются в пентландит-пирротиновой ассоциации, слагающей жилы и метасоматические зоны сплошных сульфидных руд. Их главное отличие – присутствие здесь в пиритизированных участках руд сульфоарсенидов (герсдорфита, глаукодота), теллуридов никеля (мелонита), палладия (меренскита), серебра (штютцита) и самородного золота.

Магнетит-пентландит-пирротин-халькопиритовая ассоциация имеет такой же минеральный состав, как и предыдущая. Разница в количественном соотношении минералов и в структурно-текстурных особенностях их взаимоотношений. В составе этой ассоциации преобладают пирротин (60-70%) и халькопирит (от 5-6 до 15%); магнетит (5-7%), пентландит (3-5%) и кубанит (единичные зерна) имеют подчиненное распространение.

Эта ассоциация формируется позднее пентландит-пирротиновой и образует метасоматические зоны или прожилки в магматических породах. Здесь магнетит-2 (иногда с ильменитом) слагает краевые участки микропрожилков или зоны мономинерального состава вокруг обломков первичных пород. Реже магнетит образует цепочки идиоморфных кристаллов размером до 0,07 мм и совместно с пирротин-2 и халькопиритом-2 развивается по пентландиту-1 и пирротину-1. В краевых частях крупных вкрапленников халькопирита часто наблюдаются вроски амфибола. Вблизи таких вкрапленников наблюдается халькопирит (0,07 мм), выполняющий интерстиции зерен амфибола и хлорита (интерстициальная структура). Пентландит-3 этой ассоциации пространственно тяготеет к периферии сульфидных вкрапленников, образуя идиоморфные зерна размером до 0,1 мм. Кроме этого в халькопирите-2 и пирротине-2 иногда отмечаются лепестковые или пламенивидные вкрапленники пентландита-3. Редко в халькопирите-2 встречаются пластинки кубанита (структура распада твердого раствора). Отдельность в пирротине-2 - не наблюдалась, но присутствуют единичные двойники превращения. В местах наложения этой ассоциации на пентландит-пирротин-овую в пирротине-1 появляются слабо выраженные веретенообразные двойники смятия и перекристаллизации (более мелкозернистое, бластозернистое строение пирротин-овой массы), а пентландит-1 по спайности замещается виоларитом.

Миллерит-пиритовая ассоциация наблюдалась в магматических породах, а также в участках пиритизированных медно-никелевых руд. Она сложена на 75-80% пиритом-1, 10-15% миллеритом-1, 3-5% – халькопиритом-3. В перечисленных минералах этой ассоциации часто присутствуют микровключения сульфоарсенидов (глаукодот, герсдорфит), мелонита и меренскита. В магматических породах для пирита характерны крупные вкрапленники размером до 1-2 мм, в которых наблюдаются идиоморфные зерна (до 0,08 мм) миллерита-1 и ксеноморфные (до 0,2 мм) халькопирита-3. В медно-никелевых рудах миллерит-2 совместно с пиритом развивается по пентландиту-1, образуя тонкие срастания похожие на субграфические. Сульфоарсениды образуют идиоморфные зерна до 0,06 мм и часто пространственно расположены в краевых

участках вкрапленников халькопирита. Размеры вкрапленников мелонита и меренскита обычно не превышают 10-20 микрон.

Марказит-пиритовая ассоциация наиболее поздняя относительно предыдущих. Она наблюдалась в прожилках (до 1-2 мм) кварц-карбонатного состава или в зонах повышенной трещиноватости, образовавшихся по сульфидным рудам. Количество сульфидных минералов (пирита и марказита) варьирует в широком диапазоне от 5-10 до 85%. Причем, в одних случаях преобладает пирит, в других – марказит. Эта ассоциация в разной степени проявлена во всех типах руд: замещение по спайности пирротина марказитом (иногда до полных псевдоморфоз), а пентландита – виоларитом (с последующим преобразованием в бравоит) и т.д.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 12-05-00959) и Проекта ОНЗ РАН №2.

1. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н., Петухова Л.Л., Потоцкий Ю.П., Соболев Л.П., Абдиязов П.А., Матюша И.П. Никеленосные мафит-ультрамафиты Восточного Становика // Материалы Дальневосточной региональной конференции. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. С.117-119.

2. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н., Петухова Л.Л., Потоцкий Ю.П., Соболев Л.П. Новый тип медно-никелевых месторождений юго-востока Алдано-Станового щита // ДАН. 2009. Т.425, № 3. С. 505-508.

3. Гурьянов В.А., Роганов Г.В., Зелепугин В.Н., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Лепёхина Е.Н., Розинов М.И., Сергеев С.А., Салтыкова Т.Е. Изотопно-геохронологические исследования цирконов из раннедокембрийских пород юго-восточной части Алдано-Станового щита: новые результаты, их геологическая интерпретация // Тихоокеанская геология, 2011 (в печати).

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАГЕНИЯ ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА ВОСТОЧНОГО САЯНА

Б.Б. Дамдинов

*ФГБУН Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия,
damdinov@gin.bscnet.ru*

PRECIOUS METAL MINERAGENCY OF THE EAST SAYAN OPHIOLITIC COMPLEX

B.B. Damdinov

Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia, damdinov@gin.bscnet.ru

In this paper, features of precious metal mineralization zones distribution in the East Sayan ophiolites are considered. Established that precious metal mineralization is present in the all members of ophiolitic sequence: restitic ultrabazites, cumulate complex bazites and upper part of ophiolitic sequence black shales. Primary magmatic mineralization is presented by Ru-Ir-Os association from the chromitites. Other types of precious metal mineralization are related to ophiolitic rocks secondary metamorphic or metasomatic alteration processes.

Офиолитовые массивы ультрабазитов, широко распространенные в пределах юго-восточной части Восточного Саяна, являются реликтами океанической коры бассейнов, существовавших в пределах 1100-650 млн. лет назад. Выходы офиолитов образуют две прерывистых ветви (Ильчирскую и Боксон-Харанурскую), обрамляющие с трех сторон образования Гарганской глыбы. На пересечении Ильчирского и Боксон-Харанурского

поясов расположен Оспинско-Китойский гипербазитовый массив, представляющий собой участок офиолитового покрова, расчлененный на несколько пластин, подстилаемых зонами серпентинитового меланжа. Кроме указанных ветвей, в северной части региона некоторыми исследователями выделяется Бельско-Дугдинский офиолитовый пояс [5]. В составе офиолитов Восточного Саяна обнаружены, хотя и во фрагментах, все члены офиолитовой ассоциации. В большинстве случаев внутри офиолитового покрова выделяются три чешуи: верхняя ультрабазитовая, средняя, сложенная породами полосчатого и габбрового комплексов, и нижняя вулканогенно-осадочная. Подобная последовательность свидетельствует об опрокинутом залегании офиолитов. Это связано с тем, что относительно приподнятая Гарганская глыба явилась препятствием, которое вызвало подворачивание фронтального края покрова и дальнейшее его перемещение уже в опрокинутом залегании (перемещение подобно гусенице танка) [2]. Во всех случаях в основаниях офиолитовых покровов закартированы зоны серпентинитового меланжа или меланжево-олистоостровового комплекса, а также чешуи, сложенные породами ильчирской толщи (углеродистые сланцы, вулканогенно-терригенные образования).

Благороднометальная минерализация и повышенные концентрации благородных металлов (БМ) установлены в породах всех трех вышеуказанных «чешуй»: реститовых ультрабазитах, базитах кумулятивного комплекса и вулканогенно-осадочной толще, подстилающей базит-ультрабазитовые пластины офиолитов, а также в водотоках, дренирующих породы офиолитовой ассоциации.

Россыпные ассоциации элементов платиновой группы (ЭПГ) установлены во многих водотоках, дренирующих породы офиолитового комплекса. Выделено 4 типа минеральных ассоциаций: рутениридосминовая, осмиридиевая, ферроплатиновая и сперрилитовая, с широким спектром вторичных минералов ЭПГ: сульфидов, сульфоарсенидов, сульфоантимонидов, Cu-Pt сплавов, присутствующих, как правило, в виде включений и оторочек в главных минералах ЭПГ [3].

Породы **реститового дунит-гарцбургитового комплекса** офиолитовой ассоциации составляют большую часть офиолитовых массивов Восточного Саяна. В этих образованиях наиболее распространены ЭПГ-содержащие хромититы, известные во многих офиолитовых поясах мира. Проявления хромититов или хромитовых руд в пределах офиолитовых ультрабазитов Восточного Саяна составляют отдельные жилы мощностью до 1 м и протяженностью до 10-15 м, прожилковые зоны протяженностью до нескольких метров и участки шпировой хромитовой минерализации. В *хромититах* установлена преимущественно Ru-Ir-Os минерализация. Наиболее распространенными являются гексагональные твердые растворы Ru-Ir-Os, по современной классификации отвечающие осмию, рутению, иридию, реже рутениридосмину [6]. В виде оторочек и включений в первичных минералах ЭПГ установлены сульфоарсениды и сульфиды, такие как осарсит, ирарсит, лаурит, эрликманит. Кроме минералов ЭПГ, в хромититах установлены самородное золото и минералы Ni – аварунит, шендит, орселит, хизлевудит [1]. Кроме того, в отдельных случаях в хромититах появляются и минералы Pt – Pt₃Cu [4].

Кроме хромититов, благороднометальная минерализация в пределах реститового комплекса офиолитовой ассоциации установлена также в апоультрабазитовых метасоматитах: зонах углеродизации, сульфидизированных антигоритовых серпентинитах и листовенитах. *Углеродистые метасоматиты* по ультрабазитам, достаточно широко распространены в ультрабазитах Восточного Саяна. Они представляют собой жильно-прожилковые зоны и зоны рассеянной вкрапленности УВ среди ультрабазитов и ассоциирующих с ними пород. Размеры этих зон довольно значительные, так штокверкоподобная (прожилковая) углеродизация формирует целые

поля углеродистых метасоматитов размером до 800 м, а отдельные жильные тела прослеживаются на расстояние более 1 км. Благороднометальная минерализация в углеродистых метасоматитах представлена большей частью соединениями Pt и Pd с различными соотношениями этих элементов: от самородного Pd ($PdPt_{0.1}$) до палладистой платины ($PtPd_{1.1}$) с примесями Sn, Pb, Bi, а также самородным золотом, содержащим Cu и Hg в качестве примесей. Концентрация ЭПГ происходит в УВ, где повышены содержания Pt (до 11.5 г/т) и Ru (до 0.13 г/т), а также Au (1.4 г/т) и Ag (до 89 г/т). *Серпентинитовый* тип оруденения представляет собой зоны сульфидной Ni-минерализации в антигоритовых серпентинитах, где сульфидные минералы представлены пиритом, миллеритом, зигенитом, халькопиритом, пентландитом, пирротинном, редко галенитом. Из ЭПГ в серпентинитах преобладает Pt, содержание которой достигает 0,34 г/т, содержания остальных платиноидов незначительны, за исключением участков, содержащих шпировые обособления хромитов, где повышены концентрации Ru, Ir, Os. В *лиственитах* благороднометальное оруденение приурочено к зонам кварц-талк-карбонатных и кварц-фуксит (Сг-фенгит)-карбонатных разностей, содержащих сульфидную полиметаллическую минерализацию (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит). Минералы благородных металлов представлены самородным золотом средней пробы (состава Au_2Ag) с примесями Cu и Hg.

Породы **кумулятивного комплекса** офиолитовой ассоциации слагают несколько самостоятельных массивов (Дунжугурский, Саган-Сайрский и др.), а также присутствуют в виде отдельных блоков в пределах крупных ультрабазитовых массивов. Повышенные концентрации ЭПГ (Pt и Pd) приурочены к зонам вторичных изменений (пропилитизации, родингитизации, тремолитизации), сопровождающихся появлением сульфидной минерализации. Базиты превращены в тремолититы, диопсид-тремолитовые породы с реликтами роговой обманки, плагиоклаза и пироксенов, амфиболиты, хлорит-эпидот-цоизитовые породы с реликтам первичных минералов (пироксенов, плагиоклазов). Содержания Pt и Pd достигают 0.39 г/т при низких концентрациях остальных благородных металлов, причем Pd зачастую преобладает.

Образования **вулканогенно-осадочного комплекса** офиолитовой ассоциации Восточного Саяна представлены отложениями преимущественно зеленосланцевого и черносланцевого состава и отнесены к ильчирской толще. Повышенная платиноносность установлена в сульфидизированных черных сланцах, местами переходящих в сплошные сульфидные руды. Содержания благородных металлов достигают 1.2 г/т Pt, 0.5 г/т Au. Известно, что черносланцевые отложения часто несут платиноидную минерализацию, что установлено их исследованиями в пределах Воронежского кристаллического массива, КМА, Урала, Байкало-Патомского нагорья. Концентрация ЭПГ происходит как в сульфидах, так и непосредственно в УВ.

Отдельно следует рассмотреть оруденение, локализованное в **глаукофансодержащих metabазитах** Окинской структурно-формационной зоны, интерпретируемой как образования аккреционной призмы [2]. Первичные ультрабазит-базиты, слагающие многочисленные будинообразные тела разного размера, изменены до родингитов и магнетитизированных, хлоритизированных амфиболитов, местами с сульфидами (пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитов). Минерализованные родингиты слагают линзовидные тела мощностью до 3 м. Пирит-магнетит-хлоритовые метасоматиты слагают протяженные (до 900 м) зоны пирит-магнетитовой минерализации в глаукофансодержащих ортоамфиболитах. Содержания ЭПГ в рудах достигают 0.65 г/т с отчетливой Pt-Pd геохимической специализацией, золота – до 1.5 г/т и Ag – до 60 г/т. Минеральные фазы благородных металлов представлены медистым, ртутистым и оловосодержащим золотом разной пробы, теллуридами и арсенидами Pt и Pd: сперрилитом, мончеитом, темагамитом.

Таким образом, благороднометальная минерализация фиксируется во всех членах офиолитовой ассоциации Восточного Саяна. Первично-магматической и наиболее инертной следует считать ассоциацию тугоплавких ЭПГ, связанную с хромититами. «Легкие» платиноиды (Pt и Pd) подвижны при вторичных изменениях и накапливаются во вторичных метасоматических образованиях: углеродистых метасоматитах, сульфидизированных ультрабазитах и базитах. Самородное золото в базит-ультрабазитах несет следы глубинного происхождения, выражающиеся в наличии Hg в виде примеси. Изотопные составы сульфидной серы чаще тяготеют к мантийным значениям, что свидетельствует об автometасоматической природе зон сульфидизации в измененных базитах кумулятивного комплекса. Повышение концентрации ЭПГ в сульфидизированных разностях объясняется, в таком случае, перераспределением ЭПГ в связи с высоким коэффициентом распределения платиноидов в сульфидную фазу. Механизм появления повышенных концентраций благородных металлов в сульфидизированных черных сланцах до сих пор окончательно не разработан. Существует несколько точек зрения на этот вопрос, начиная с изначальной обогащенности океанических осадков благородными металлами, заканчивая привнесением компонентов при метаморфических или метасоматических процессах.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, грант №10-05-00012.

1. Жмодик С.М., Миронов А.Г., Жмодик А.С. Золотоконцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). Новосибирск: Гео, 2008. 304 с.

2. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 192 с.

3. Орсов Д.А., Очиров Ю.Ч., Миронов А.Г., Дамдинов Б.Б., Жмодик С.М. Минералы платиновых металлов и типы их ассоциаций в россыпях Байкальской платиноносной провинции // Геология и геофизика. 2004. Т.45, №3. С. 335-346.

4. Орсов Д.А., Толстых Н.Д., Кислов Е.В. Минерал состава PtCu₃ из хромититов Оспинско-Китойского гипербазитового массива (В. Саян) // ЗВМО. 2001. Ч. 130, №4. С. 61-71.

5. Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Егоров К.Н. Ехэшигнинский гипербазитовый массив Бельско-Дугдинского офиолитового пояса Восточного Саяна // Отечественная геология. 2002. №1. С. 45-51.

6. Harris D.C., Cabri L.J. Nomenclature of platinum-group-element alloys: review and revision // Canadian Mineralogist. 1991. V. 29, N2. P. 231-237.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕБОЛЬШИХ УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ТЕЛ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЯ НА МЕДНО-НИКЕЛЕВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Ч.В. Дылыков, Е.В. Кислов

*Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, evg-kislov@ya.ru*

THE PROSPECTS OF SMALL ULTRAMAFIT BODIES OF NORTH BAIKAL REGION FOR NICKEL-COPPER MINERALIZATION

Ch.V. Dylykov, E.V. Kislov

Buryat State University, Ulan-Ude, Russia

The Avkit massif of high-Fe and high-Ti ultramafits construction and composition, related Ni-Cu mineralization are considered. The broad development of not good investigated ultramafit bodies at Synnyr paleorift structure is shown. It is necessary the most further their study for the reason of North Baikal region Ni-Cu deposits mineral-raw materials base expansions.

Наряду с известными никеленосными Йоко-Довыренским и Чайским массивами в Северном Прибайкалье выделяются недостаточно изученные никеленосные автономные ультрамафиты. В основном они сосредоточены в пределах рифейской Сыннырской (Олокитской) палеорифтогенной структуры. Они приобретают особый интерес в связи с предстоящим освоением корпорацией «Металлы Восточной Сибири» Холоднинского свинцово-цинкового месторождения, особенно Авкитский массив.

Отрывочная информация об Авкитском массиве содержится в нескольких публикациях [2-4, 6, 11]. Иногда он именуется Холоднинским интрузивом [1]. Он находится непосредственно в рудном поле Холоднинского месторождения на его юго-западном фланге на водоразделе рек Холодная и Тья. Гипербазитовый массив в плане и разрезе представляет собой удлинненно-линзовидное тело, приуроченное к Авкитскому разлому. Его длина 1400 м. В северо-восточном направлении он сужается, переходя в разобщенные маломощные тела. Вскрыт буровыми скважинами со стороны северо-западного контакта. Юго-восточный контакт остается не изученным, поэтому трудно говорить о ширине массива, которая, если основываться на геофизических материалах, не превышает 400 м.

Ультраосновные породы залегают согласно с гранат-биотит-мусковитовыми сланцами, углеродистыми филлитами и аподоломитовыми мраморами нижнего протерозоя, имеющими почти вертикальное падение. Толща пород, включающая интрузивные тела габбро-диабазов, метаморфизована в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Гипербазиты также подвержены метаморфизму и превращены в антигоритовые и лизардит-антигоритовые серпентиниты, актинолит-хлоритовые, серпентин-тремолит-карбонатные породы. Очень редко можно встретить реликты первично-магматических пойкилитовых структур и минералов (оливин, роговая обманка). Обычно преобладают лепидобластовая и лепидонематобластовая структуры. В массиве в незначительном количестве отмечаются первичные породы - дуниты и перидотиты. Хлорит-амфиболовые породы, пользующиеся заметным распространением, подразделяются на разновидности в зависимости от присутствия таких минералов, как карбонаты и эпидот. Наличие эпидота (до 1%) указывает на возможное присутствие в исходных породах небольшого количества плагиоклаза.

Главный минерал пород - роговая обманка, образующая псевдоморфозы по кристаллам пироксена. По зеленой роговой обманке развивается бесцветный тремолит. В ассоциации с амфиболами обычно развиты карбонаты. Хлорит-амфиболовые породы переслаиваются с серпентинитами, что, наряду с развитием амфиболов по пироксенам, позволяет утверждать, что они образуются по перидотитам.

Чередование разновидностей ультрамафитов свидетельствует о первично расслоенном строении интрузива. В интрузиве встречаются ксенолиты кварц-слюдистых кристаллических сланцев, превращенных в биотитовые роговики. Крупный ксенолит мощностью около 30 м пересечен скважиной 15 в центральной части плутона, второй, менее крупный (4-5 м), встречен в его лежащем эндоконтакте. Наличие ксенолитов в совокупности с наблюдаемыми реликтами кумулятивной структуры ультраосновных пород свидетельствует о магматическом происхождении последних.

Сульфидное оруденение встречено в лежащем эндоконтакте интрузива в амфибол-серпентин-хлоритовых породах выше по разрезу ксенолита кварц-карбонатных роговиков. Зона сульфидного оруденения протягивается линейно. Мощность зоны оруденелых пород около 15 м. Оруденение вкрапленное и прожилково-вкрапленное с постепенными переходами в безрудные метациклиты. Руды с максимальным содержанием сульфидов (до 25-30%) имеют сидеронитовую петельчатую текстуру, обусловленную развитием рудных минералов в интерстициальных промежутках нерудных минералов. Размеры вкрапленников различны - от сотых долей миллиметра до нескольких сантиметров. Для сульфидов характерна тесная ассоциация с амфиболом, выражающаяся в расположении рудных вкрапленников в интерстициях роговой обманки и во взаимном прорастании минеральных индивидов, отчего рудные вкрапленники имеют резко зазубренные контуры. Наложенный на руды процесс тремолитизации еще более усложняет текстурный рисунок руд.

Минеральный состав руд простой, представлен обычной для медно-никелевых месторождений триадой сульфидов: пирротин (80-85%), халькопирит (15-18%), пентландит (2-5%). Присутствуют пластиночки ильменита и зерна титаномагнетита. Судя по более высокому идиоморфизму оксидов Ti и Fe, они кристаллизовались раньше сульфидов. Количественные соотношения ильменита и титаномагнетита переменные, но чаще встречается ильменит. Характерно замещение сульфидов магнетитом и виоларитом. Отмечены также пирит, мельниковит-пирит, сфалерит, макинавит, кубанит, спериллит (?).

Среднее содержание металлов в руде по керну скважин 15 составляет: Ni - 0,54%, Co - 0,032, Cu - 0,135% (опробован интервал 18,5 м). Отмечены высокие содержания Ti - до 1%. Повышенные содержания благородных металлов пока не обнаружены. В результате химико-спектрального анализа 30 проб (большинство из которых показало результат ниже предела обнаружения) зафиксированы следующие максимальные значения: Au - 0,14 г/т в слюдите, Pt - 0,055 г/т в биотит-хлорит-амфиболовой породе с густой сульфидной вкрапленностью, Pd - 0,0071 г/т в сидеронитовой руде.

Медно-никелевые руды локализуются возле ксенолитов вмещающих пород. Рудная зона располагается на продолжении колчеданно-полиметаллической рудной зоны Холоднинского месторождения, что установлено по комплексу геофизических данных [10]. А.С. Гурлев и М.Ф. Трутнева [2] связывали формирование медно-никелевых руд с процессом замещения ультраосновной магмой вмещающих колчеданосных черносланцевых отложений. По данным К.Р. Ковалева (устное сообщение), колчеданные руды на контакте с гипербазитами претерпевают метаморфизм, выражающийся в их перекристаллизации. Э.Г. Дистанов с соавторами [4] полагали, что медно-никелевое оруденение могло образоваться в зоне метасоматической проработки гипербазитов, внедрившихся в рудный горизонт, с заимствованием кобальта и никеля из массива и регенерацией меди из стратифицированных колчеданно-полиметаллических руд.

Изотопный состав серы сульфидов Авкитского рудопроявления: $\delta^{34}\text{S}$ в пирротине составляет +2,8‰, в халькопирите - +2,48‰. С.А. Гурулев и Ф.Ф. Трунева [3] считают, что они обогащены тяжелым изотопом, что объясняют заимствованием серы из вмещающих отложений, содержащих колчеданные руды с тяжелым изотопом (до +29‰). По Э.Г. Дистанову с соавторами [4], состав серы близок к метеоритному и отличается гомогенностью, что интерпретируется самостоятельным (возможно, эндогенным) источником серы медно-никелевой минерализации и отличными от колчеданно-полиметаллических руд условиями образования.

На наш взгляд, формирование сульфидной медно-никелевой минерализации связано с процессом кристаллизации магматического расплава. На локализацию оруденения

повлияло взаимодействие с вмещающими породами, приводившее к обводнению и ошелочению эндоконтактовых зон вокруг ксенолитов, что снижало растворимость серы в этих участках. В дальнейшем локальное перераспределение сульфидов происходило под влиянием регионального метаморфизма.

Авкитский массив высокожелезистых и высокотитанистых ультрамафитов в рассматриваемом районе не единственный. К северо-востоку от Холоднинского месторождения в той же зоне Чуя-Холоднинского разлома известен ряд подобных тел серпентинизированных ультраосновных пород. Верхне-Холоднинский линзовидный ультрамафитовый массив находится в верховьях р. Холодная в сланцах тыйской свиты. Линзовидные тела ультраосновных пород отмечены по правобережью р. Чая среди мраморов авкитской свиты на фланге Овгольского полиметаллического проявления. Большая часть их метаморфизована и представлена серпентинитами, серпентин-хлорит-тремолитовыми сланцами. По реликтам структур устанавливается состав исходных пород: дуниты, оливинные пироксениты, перидотиты. По особенностям химизма (высокая железистость и титанистость) они сходны с Авкитским массивом.

Кроме Тья-Овгольской полосы, силлы ультраосновного состава обнаружены в северо-западном борту Сыннырской рифтогенной структуры вблизи северо-восточного выклинивания Йоко-Довыренского массива. Одно из них, мощностью 10-15 м, залегает среди углеродистых сланцев и кварцитов асектамурской свиты на склоне горы Вершина Тьи. Второе, менее мощное (2-4 м), встречено в экзоконтакте Йоко-Довыренского массива среди мраморизованных карбонатных пород ондокской свиты. Оно менее метаморфизовано по сравнению с первым и представлено шприсгеймитами, состоящими из идиоморфных выделений нацело серпентинизированного оливина (30-40%), включенного в ойокристы бурой роговой обманки (45-50%). Внутри зерен последней встречаются реликты клинопироксена. Интерстиции между цветными минералами выполнены основным плагиоклазом и рудными минералами (пирротин, ильменит). Породы обогащены апатитом, образующим игольчатые выделения в роговой обманке.

По петрохимическим и геохимическим особенностям автономные ультрамафиты резко отличаются как от никеленосных ультрамафит-мафитовых плутонов, так и гипербазитовой формации. Главное отличие заключается в более высокой титанистости ($1,3-2,3\% \text{ TiO}_2$) и железистости ($\Sigma\text{FeO}=15-16\%$) первых. Кроме того, они значительно богаче щелочами (до $2,5\% \text{ K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$), P_2O_5 ($0,1-0,4\%$) и беднее Ni и Cr. По уровню концентраций TiO_2 и ΣFeO автономные ультрамафиты рассматриваемого района очень похожи на ультраосновные лавы и интрузии Печенги [12]. Аналогия с Печенгой может быть проведена также в плане намечающихся связей данной группы ультрамафитов с верхнерифейским вулканизмом.

Рассматриваемая группа ультрамафитовых интрузивов не имеет прямых взаимоотношений с другими магматическими породами Сыннырской палеорифтогенной структуры. Но тела автономных ультрамафитов тяготеют к периферии прогиба и залегают в тех же структурах, что и силлы гранофировых габбронориотов и конга-диабазов, являющихся субвулканической фацией базальтов сыннырской свиты. Не исключено, что как диабазы, так и ультраосновные тела могут оказаться подводными каналами верхнерифейских эффузивов в составе единой вулканоплутонической ассоциации. В этом убеждает большое петрохимическое сродство ультрамафических тел с имеющимися в составе эффузивов сыннырской свиты покровами пикрито-базальтового состава, характеризующимися еще более высокими концентрациями TiO_2 (до 2%), железа, щелочей и P_2O_5 [9].

Широкое распространение в данной группе ультраосновных пород амфибола и наличие кортландитов среди слабо метаморфизованных тел сближает их в

формационном отношении с никеленосными интрузивами роговообманковых ультрамафитов Приморья и Кореи [5], Камчатки [7, 13], Северо-Восточного Китая [8]. С ними связаны промышленные месторождения в КНДР, КНР и на Камчатке (Шанучское).

В Северо-Байкальском районе перспективные медно-никелевые месторождения пока связываются с крупными расслоенным Йоко-Довыренским и концентрически-зональным Чайским массивами. Изложенные материалы свидетельствуют, что можно говорить о целом медно-никелевом узле в Сыннырской рифейской палеорифтогенной структуре, обрамляющем Холоднинское свинцово-цинковое месторождение и нуждающемся в комплексном геологическом изучении.

Работа выполнена при поддержке проекта МПГК № 592 "Образование континентальной коры в Центрально-Азиатском складчатом поясе в сравнении с современными структурами Западной Пацифики".

1. Гурулев С.А. Никеленосность докембрийских интрузий севера Бурятской АССР // Проблемы хозяйственного освоения зоны Байкало-Амурской железнодорожной магистрали (на территории Бурятии). Улан-Удэ. 1975. С. 20-36.

2. Гурулев С.А., Трунева М.Ф. Медно-никелевое сульфидное оруденение в структуре Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения//Геология, магматизм и полезные ископаемые Забайкалья. Улан-Удэ, 1974. С. 83-89.

3. Гурулев С.А., Трунева М.Ф. Генетические типы медно-никелевых месторождений Северного Прибайкалья и физико-химические условия их формирования//Проблемы петрологии в связи с сульфидным медно-никелевым рудообразованием. М: Наука, 1981. С. 97-108.

4. Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Тарасова Р.С. и др. Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение в докембрии Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1982. 208 с.

5. Зимин С.С. Формация никеленосных роговообманковых базитов Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1973. 90 с.

6. Конников Э.Г., Кислов Е.В., Цыганков А.А. Формационные типы никеленосных ультрамафитов Северного Прибайкалья//Геология рудных месторождений. 1987. т. 29, № 6. С. 38-45.

7. Конников Э.Г., Прасолов Э.М., Орсов Д.А. Флюидный режим никеленосных габбро-кортландитовых интрузий юго-западной части Срединного хребта Камчатки//Доклады Академии наук. 2005. т. 402, №4. С. 519-523.

8. Конников Э.Г., Хунцуйань Янь, Айхуа Си и др. Сульфидные никелевые месторождения рудного поля Хунчилин (провинция Цзилинь, Китай)//Геология рудных месторождений. 2004. т. 46, №4. С. 346-354.

9. Мануйлова М.М., Зарубин В.В. Вулканогенные породы докембрия Северного Прибайкалья. Л.: Наука, 1981. 88 с.

10. Матюхин Н.Е., Мещеров В.П. Новое полиметаллическое оруденение в Северном Прибайкалье//Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Улан-Удэ, 1970. вып. XIII. С. 114-118.

11. Медь-никеленосные габброидные формации складчатых областей Сибири. Новосибирск: Наука, 1990. 237 с.

12. Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 278 с.

13. Щека С.А., Вржосек А.А., Чубаров В.М. Троктолит-кортландитовая никеленосная формация Дальнего Востока//Геология медно-никелевых месторождений СССР. Л.: Наука, 1990. С. 247-255.

ВЫСОКОХРОМИСТЫЕ ШПИНЕЛИДЫ КАК ПОИСКОВЫЕ ИНДИКАТОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ОСМИСТОГО ИРИДИЯ В УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ ПРИСАЯНЬЯ

К.Н. Егоров, Л.Г. Андрющенко

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, egorov@crust.irk.ru

HIGH-CHROMIUM SPINELLIDS AS SEARCHING INDICATOR MINERALS OS-IRIDIUM IN THE PRISAYAN ULTRABASIC COMPLEXES

K.N. Egorov, L.G. Andrushchenko

Institute of the Earth's crust SB RAS, Irkutsk, Russia, egorov@crust.irk.ru

Paragenetic association of Os-iridium and Cr-spinellids are found in alluvial sediments of the Toisuk River basin (Sharyzhalgai block, Eastern Prisayanye). According to morphological and typochemical characteristics, the Os-iridium belongs to the ruthenium-iridium-osmium (ophiolitic) type. Cr-spinellids are characterized by very high Cr_2O_3 content (50.68-70.35 mass %, 61.18 mass % in average), low and moderate concentrations of Al_2O_3 (3.16-15.77 mass %, 9.01 mass % in average) and TiO_2 (0.11-0.18 mass %, 0.13 mass % in average). Cr-spinellids belongs compositionally to the "kurungsky" type which occurs in the ancient hyperbasites of the Ural ophiolite complexes. Examination of Cr-spinellids from the different magmatic formations within the Toisuk River basin allowed discovering their primary source – the Archean metaperidotites of the listvyansky complex. Thus, the genetic source of Cr-spinellids of the "kurungsky" type is first distinguished for the Siberian platform as well as a possible primary source of Os-iridium is determined.

Высокохромистые шпинелиды являются индикаторными минералами алмазоносных кимберлитов, лампроитов, а также встречаются в ультрамафитах, с которыми ассоциируют минералы платиновой группы, формирующие промышленные россыпи иридино-платинового (уральского), рутений-иридий-осмиевого (офиолитового) и родисто-платинового (вилуйского) типов [3, 4, 6].

В результате шлихового опробования аллювиальных отложений бассейна р. Тойсук (Шарыжалгайский выступ, Восточное Присянье) (рис. 1) из концентрата проб объемом 20-60 л были обнаружены в заметных количествах зерна осмистого иридия и знаковое золото (от 1 до 13 знаков). В целом тяжелая фракция шлихов на протяжении всего опробованного участка бассейна р. Тойсук представлена преимущественно (в весовых количествах) лимонитом, ильменитом, магнетитом и хромшпинелидами. В акцессорных количествах встречаются монацит, ксенотим, ортит, циркон, рутил, апатит, титанит, лейкоксен, турмалин, ставролит, дистен, гранат.

Размер золотин колеблется от 0.1 мм до 3 мм, (в среднем 0.5 - 1.0 мм), мелкого золота (менее 0.5 мм) немного. Среди зерен золота довольно часто встречаются совершенно неокатанные золотины изометричной, реже прямоугольной формы. Параллельно отмечаются сильно изношенные зерна золота причудливой морфологии.

Осмистый иридий (содержание осмия иногда до 50-65 мас. %) представлен совершенно неокатанными серебристо-белыми зернами, с матовой шероховатой поверхностью (рис. 2). Размеры зерен варьируют от 0.5 до 4.5 мм. Крупные зерна размером более 2.5 мм имеют уплощенные формы с угловатыми очертаниями, реже с фрагментами граней.

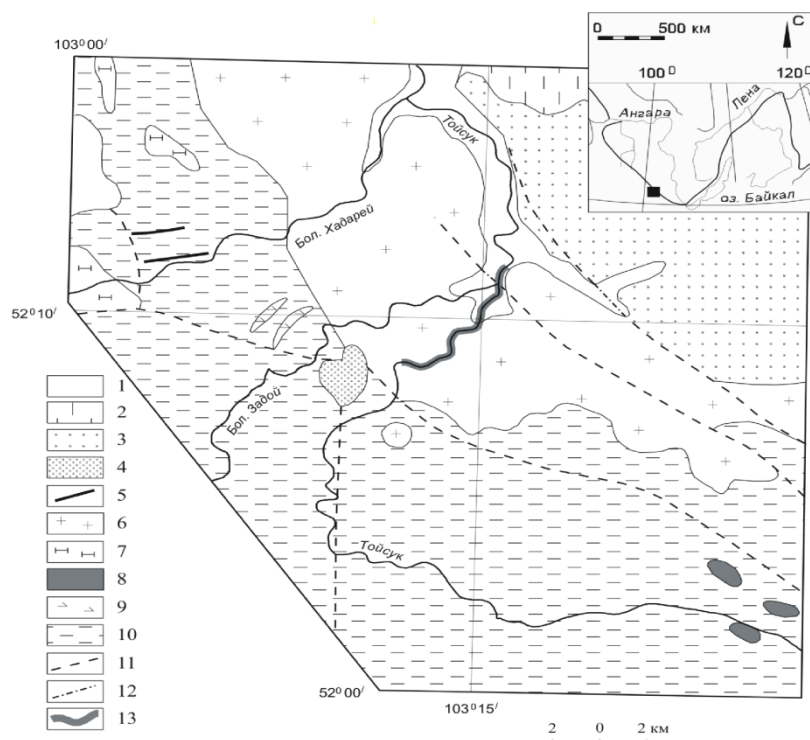


Рис. 1. Схематическая геологическая карта проявления в шлиховых пробах осмистого иридия, золота и хромшпинелидов в бассейне среднего течения р. Тойсук.

1 - площади, сложенные аллювиальными отложениями голоцена; 2 - площади распространения отложений раннего кембрия; 3 - площади распространения образований венда; 4 - ультраосновные интрузии и карбонатиты зиминского комплекса венда; 5 - основные интрузии позднерифейского нерсинского комплекса; 6 - кислые умеренно щелочные интрузии раннепротерозойского шумихинского комплекса; 7 - мигматиты позднеархейского китойского комплекса; 8 - метапериодиты листовянского комплекса; 9 - metabазиты листовянского комплекса, 10 площади, сложенные раннеархейскими образованиями шарыжалгайской серии; тектонические нарушения: 11 - выходящие на поверхность, 12 - скрытые вышележащими отложениями; 13 - шлиховой поток хромшпинелидов, ассоциирующих с находками осмистого иридия и золота в аллювиальных отложениях р. Тойсук.

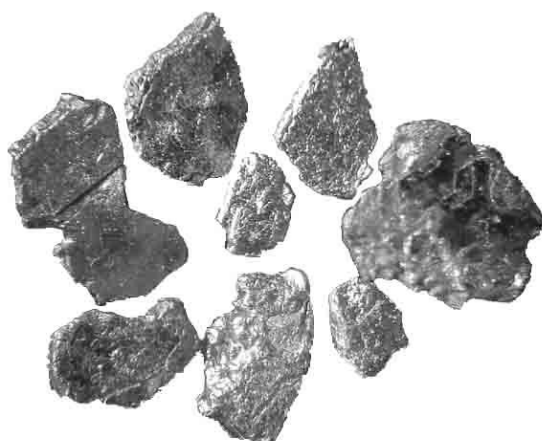


Рис. 2. Морфология осмистого иридия из аллювиальных отложений р. Тойсук.

Хромшпинелиды в пробах представлены зернами размером от 0.15 до 2.0 мм (в среднем 0.25-0.5 мм), преимущественно в виде обломков, осколков или октаэдрических кристаллов с овалитизированными вершинами и ребрами граней. Острореберных и островершинных октаэдров с гладкими блестящими гранями в пробах не более 5%. Поверхность целых зерен хромшпинелидов зачастую имеет хорошо выраженный

коррозионный рельеф. Проведенный микрозондовый анализ более 150 зерен хромшпинелидов, выполненный на микроанализаторе «Superprobe JXA-33» фирмы «Geol» в Институте геохимии СО РАН (Иркутск) показал их отчетливо выдержанный высокохромистый состав (табл.).

Табл.

Представительные анализы высокохромистых хромшпинелидов из аллювиальных отложений р. Тойсук (в мас. %)

Окси ды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15
TiO ₂	0.13	0.11	0.11	0.12	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11
Al ₂ O ₃	9.82	8.87	5.55	4.91	6.86	4.17	6.49	4.76	3.74	3.16
Cr₂O₃	59.17	61.83	63.75	65.90	66.29	67.56	68.17	68.67	70.02	70.35
FeO	20.69	19.08	21.17	25.36	16.93	20.20	18.91	17.54	15.54	17.23
MnO	0.52	0.40	0.54	0.35	0.28	0.46	0.52	0.44	0.32	0.43
MgO	9.57	9.74	8.93	2.30	8.51	6.40	5.84	7.26	9.44	8.81
CaO	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08
NiO	0.20	0.25	0.06	0.20	0.08	0.13	0.09	0.21	0.21	0.13
ZnO	0.13	0.13	0.13	0.21	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13
V ₂ O ₅	0.29	0.14	0.14	0.23	0.17	0.14	0.31	0.16	0.14	0.14
Σ	100.4	100.3	100.0	99.47	99.12	98.92	100.3	99.03	99.27	100.1

На типовых диаграммах Cr₂O₃ – Al₂O₃ (рис. 3а) и Fe²⁺/Fe²⁺+Mg – Cr/Cr+Al (рис. 3б) хромшпинелиды образуют относительно компактные поля. Для них характерно, прежде всего, очень высокое содержание Cr₂O₃ (50.68-70.35 мас. %, в среднем 61.18 мас. %; только 7 из 140 зерен имеет Cr₂O₃ менее 50 мас. %), FeO_{общ.} (14.44-33.57 мас. %, в среднем 19.69 мас. %) и низкие, умеренные концентрации Al₂O₃ (3.16-15.77 мас. %, в среднем 9.01 мас. %; только 10 из 140 зерен имеют Al₂O₃ более 15.77 мас. %), MgO (2.3-16.05 мас. %, в среднем 8.89 мас. %) и, особенно, TiO₂ (0.11-0.18 мас. %, в среднем 0.13 мас. %). На диаграмме Cr₂O₃ – Al₂O₃ (рис. 3а) виден четкий корреляционный перидотитовый тренд, где только около 5% хромитов имеют содержание оксида хрома менее 50 мас. %. Пикритового тренда на приведенной диаграмме не отмечается.

При сравнении составов изученных хромшпинелидов с хромитами различных парагенетических ассоциаций на диаграмме Fe²⁺/Fe²⁺+Mg – Cr/Cr+Al (рис. 3б) выявлено близкое родство с хромшпинелидами «курунгского» типа. «Курунгские» хромшпинелиды обнаружены в разновозрастных осадочных коллекторах алмазов во многих алмазоносных регионах мира [1], а также в гипербазитах (чаще архейских гарцбургитах) офиолитовых комплексов [1, 6], в том числе в парагенетической ассоциации с минералами платиновой группы [3, 4]. Изученные нами хромшпинелиды из аллювия р. Тойсук ближе по типохимическим особенностям к высокохромистым шпинелидам из древних гарцбургитов, дунитов офиолитовых комплексов [1, 6], а также платиноносных россыпей рутений-иридий-осмиевого (офиолитового) типа [3]. Это подтверждается сравнительным анализом со шпинелидами из различных магматических пород (база данных более 26 000 химических составов шпинелидов) [6]. Таким образом, есть основание считать, что выявленные находки осмистого иридия хорошей сохранности в пробах из аллювия р. Тойсук парагенетически связаны с высокохромистыми хромшпинелидами без следов механического износа.

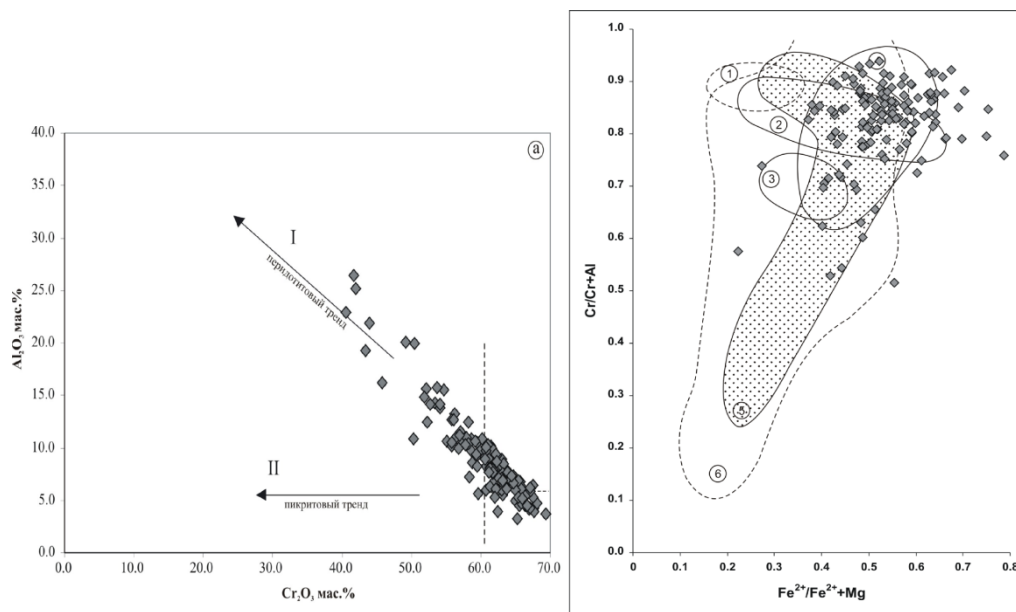


Рис. 3а, б. Составы хромшпинелидов из аллювиальных отложений р. Тойсук. Поля составов хромшпинелидов на рис. 3б: 1 - включения в алмазе; 2 - меймечиты; 3 - коматииты; 4 - хромшпинелиды «курунгского» типа; 5 - из основной массы кимберлитов; 6 - из ксенолитов в кимберлитах.

В пределах бассейна р. Тойсук известны породы различных магматических формаций, которые могли бы послужить источниками сноса хромшпинелидов и минералов платиновой группы, а именно: 1) ультраосновные интрузии и карбонатиты зиминского комплекса венда и 2) метаперидотиты и metabазиты листованского комплекса архея (рис. 1). Хромшпинелиды из ультраосновных пород зиминского комплекса имеют совершенно иные химические составы в отличие от изученных высокохромистых шпинелидов [2]. Детальное исследование минералогического состава древних метаперидотитов с повышенным содержанием оксида хрома (до 16000 г/т), которые были отнесены к офиолитовому комплексу [5], показало наличие двух генераций шпинелидов: высокохромистых макрозерен (0.5-1.5 мм) «курунгского» типа и микрозерен основной массы с составом от алюмохромита до феррихромита, хроммагнетита.

Таким образом, впервые в Восточной Сибири установлен генетический источник хромшпинелидов «курунгского» типа, который считается «ложным» индикаторным минералом алмазного парагенезиса на большой территории Сибирской платформы [1]. Поскольку высокохромистые шпинелиды парагенетически связаны с минералами платиновой группы [3, 4], можно предположить с большой долей вероятности, что метаперидотиты листованского комплекса являются также коренными источниками осмистого иридия.

1. Афанасьев В.П., Похиленко Н.П., Логинова А.М. и др. Особенности морфологии и состава некоторых хромшпинелидов алмазоносных площадей в связи с проблемой «ложных» индикаторных кимберлитов // Геология и геофизика. 2000. Т.41, №12. С. 1729-1741.

2. Минаева Ю.А., Егоров К.Н. Минералого-петрографические особенности дайки кимберлит-пикритового состава в северо-западной части Урикско-Ийского грабена (Восточное Присяянье) // Записки ВМО. 2008. №3. С. 23-39.

3. Округин А.В. Значение типоморфизма хромшпинелидов для прогнозирования коренных источников россыпной платины восточной части Сибирской платформы // Отечественная геология. 2005. №5. С.3-10.

4. Округин А.В., Граханов С.А., Сулейманов А.М. и др. Индикаторные минералы кимберлитов и ультрамафитов в платино-золото-алмазоносных россыпях Приленского района Якутской алмазоносной провинции // Отечественная геология. 2006. №5. С. 8-15.

5. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. 92 с.

6. Barnes S.J., Roeder P.L. The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rock // J. Petrology. 2001. V. 42, N. 12. P. 2279-2302.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАННЕДОКЕМБРИЙСКОГО МАГМАТИЗМА В СВЯЗИ С ЕГО АЛМАЗОНОСНОСТЬЮ

Н.Н.Зинчук

*Западно-Якутский научный центр АН РС(Я), Мирный, Россия
nnzinchuk@rambler.ru*

SOME SPECIFIC FEATURES OF EARLY PRECAMBRIAN MAGMATISM IN CONNECTION WITH ITS DIAMONDIFEROUSNESS

N.N. Zinchuk

West-Yakutian Scientific Centre SA RS(Ya), Mirniy, Russia, nnzinchuk@rambler.ru

Archean and Proterozoic komatiites smelted from chemically different sources. The Archean mantle had chondritic correlation of nonvolatile lithophilous elements with some depletion by rare earths and other high-incoherent elements (IE). The presence of even single diamond grains in high-metamorphized rocks of the Aldan shield Early Precambrian has fundamental significance, allowing better understanding of what primary rocks it was related with. Such potentially diamondiferous rocks as Lower Proterozoic lamproites are known here as well, distinguished into a lamproitic province of the same name, divided into Charo-Aldan Early Proterozoic and Lena-Aldan Late Mesozoic subprovinces.

Главное отличие архейского магматизма от более позднего (особенно современного) состоит, помимо огромных масштабов, и в том, что он является результатом чрезвычайно активной мантийной конвекции. Впрочем, среди образований нижнего протерозоя тоже много интрузивных пород и вулканитов: дайки, силлы, штоки габброидов, расслоенные плутоны, возраст которых около 1,9 млрд. лет. Вулканиты нередко образуют многокилометровые толщи (Западная Австралия, Южная Африка) толеитовых базальтов, кислые лавы (Карелия, юг Африки) и пикриты (Карелия). Но, если породы практически всех этих типов встречались и среди образований неогей, то становление пород коматиитовых серий - характернейшая черта только раннего докембрия, являвшегося древнейшими транспортерами алмаза. Первые сведения о вулканитах с большим содержанием MgO и низким Al₂O₃, необычно высоким соотношением CaO/Al₂O₃, отличным от такового для пикритов, базальтов и перидотитов были получены для Южной Африки. Породы оказались перидотитовой и базальтовой разновидностями единой коматиитовой серии. Позднее оформилось и трехчленное деление коматиитовых серий: базальтовые, перидотитовые и пироксенитовые коматииты. Некоторые исследователи указывают на то, что коматииты формируют свои толщи совместно с другими магматическими и вулканическими породами (включая базальты, андезиты и дациты), а также со стратифицированными вулканокластами и граувакками в зеленокаменных поясах, а не в противопоставляемых им кратонам. Подобные площади известны в Западной Австралии, Канаде, Южной

Африке, Норвегии и Гренландии. В нашей стране они наиболее изучены группой петрологов ИГЕМ под руководством О.А. Богатикова в Кольско-Карельском регионе, где существуют некоторые признаки алмазоносности коматиитов Кольского региона: в четвертичных отложениях центральных районов обнаружены не совсем обычные для кимберлитов плоскогранные осколки неокатанных зерен алмаза с включениями графита. Алмаз не сопровождается типичными для кимберлитов пиропами и пикроилтменитами; установлены только хромшпинелиды, хромдиопсиды и оливины, что позволяет предположить попадание минералов из выходов коматиитов, которых в районе немало. Породы коматиитовых серий были известны на Украине, Балтийском, Алданском щитах, где они прежде описывались как метапикриты и пикритовые порфириды. На Балтийском щите коматиитов больше всего в российской его части, а также в Финляндии, Северной Швеции и Северной Норвегии. К высокомагнезиальным вулканитам следует относить породы, содержащие $>9\%$ MgO , однако существовали расплавы, содержащие, по данным О.А. Богатикова с соавторами (1988г.) до 32% MgO , с температурой на поверхности около $1650^{\circ}C$. Протерозойские некумулятивные вулканиты содержат обычно не более 18% MgO , однако первичные породы коматиитовой серии нижнего протерозоя имели магнезии не менее 20% и температуру при 1 атмосфере не менее $1420^{\circ}C$ (современные толеитовые базальты образуются при дифференциации расплавов с $16-17\%$ MgO и температурой ликвидуса $1350^{\circ}C$). Архейские магмы были примерно на 300 градусов горячей современных. Если же в расплаве было некоторое количество воды, то температура была ниже, хотя, по мнению многих исследователей, архейская магма не была значительно горячей современной. Очень высокие температуры, необходимые для генерации коматиитов, возникали за счет более интенсивной конвекции и быстрого подъема горячих мантийных диапиров. При этом коматиитовые расплавы образовывались в восходящих мантийных струях в обстановке декомпрессии уже при повышении температуры на $100^{\circ}C$. Жидкость начинала появляться на глубинах $400-500$ км, а на глубинах $100-150$ км происходило ее отделение от кристаллов. Наличие мощной коры приводило к сепарации оливина в самом магматическом канале. Расплавы с $20-22\%$ магнезии (Французская Гвиана) могли образовываться на глубинах $60-90$ км, но, судя по присутствию алмаза, глубины были намного больше. Мощности коры на площадях развития коматиитовых серий в докембрии, если геотермальный коэффициент был такой же, как ныне, составляли 90 км, а во Французской Гвиане - не менее 120 км. Расплавы коматиитов Карелии с $30-32\%$ магнезии формировались при 50% плавлении примитивной мантии с сохранением в остатке оливина и ортопироксена. Отделение от кристаллического рестита этих магм шло при $35-40$ килобарах и температуре $1750-1800^{\circ}C$.

Архейские и протерозойские коматииты выплавлялись из химически разных источников. Архейская мантия имела хондритовые соотношения нелетучих литофильных элементов, с некоторым обеднением легкими редкими землями и другими высоко некогерентными элементами (НК). Возможно, поэтому мы не знаем находок алмазов в архейских породах: пластический характер тектонических деформаций, отсутствие глубинных разломов, характерных для авлакогенов, препятствовал активной контаминации алмазоносных глубин НК, формированию кимберлитовых расплавов и прорыву их к земной поверхности. Области мантии, из которых выплавлялись коматииты протерозоя, обогащены этими элементами (активно формировались протоавлакогены). Но в отношении главных петрогенных, когерентных и умеренно некогерентных элементов эти источники практически идентичны. Мантийный источник протерозоя был обогащен элементами с низкими коэффициентами распределения (легкие земли, цирконий, стронций и др.) по сравнению с магматическим океаном архейской мантии и даже в сравнении с

примитивной мантией. Так, самые древние высокомагнезиальные породы на Балтийском щите связаны с саамской раннеархейской эпохой ($>3,5$ млрд. лет). Скорее всего, они сформировались в тектоническом режиме первичных зеленокаменных поясов типа южноафриканского Барбетона. В лопийскую позднеархейскую эпоху (3,5-2,6 млрд. лет) заложилась зеленокаменная пояса и бассейны рифтогенного типа, схожие с североамериканской «системой хребтов и бассейнов». Все они были частью единого Восточно-Европейского зеленокаменного суперпояса, который объединил зеленокаменные пояса между нынешним Черным и Баренцевым морями - Среднеприднестровской, Курской, Тверской, Карельской, Кольской зеленокаменных областей. Коматииты и коматиитовые базальты занимают $>7\%$ супракрустальных образований. В разрезах лопийских зеленокаменных поясов коматиитовые серии есть в разных частях нижней половины разреза. На Балтийском щите коматиитам предшествуют толеитовая или известково-щелочная серия или обе вместе. Появление коматиитов на двух уровнях лопия — признак пульсаций в развитии структур, возможной миграции источника расплавов. Карельская эпоха (2,6-1,65 млрд. лет) характеризуется многообразием проявлений высокомагнезиального вулканизма, который приурочен к трем рифтогенным структурам (Имандра-Варзугская, Лапландская, Ветренного пояса) на стыке Беломорского геоблока с Карельским и Кольским. В Печенгско-Варзугской зоне с наиболее полными разрезами карелия он проявлялся многократно (сумий, сариолий, ятулий, людиковий, ливний). Два уровня высокомагнезиального вулканизма есть в Ветренном поясе (сумий, людиковий). Рифтогенные зоны Печенго-Варзугская, Ветренного пояса, Лапландская имеют коматиитовый магматизм с общими чертами и различиями. Наиболее магнезиален он в Лапландской зоне Финляндии и Норвегии, что сближает его коматиитовую серию с архейскими лопийскими зеленокаменными поясами. Вулканы центрального типа Саттасваара, Куммитсойва расположены на узлах пересечения краевых и поперечных разломов проторифта. Корни их, вероятно, трубообразные ультрамафиты. Рифтогенная структура Ветренного пояса отмечена тем, что извержения трещинных вулканов происходили в водной среде. Возможно, здесь же были и вулканы центрального типа. Печенгско-Варзугская рифтогенная структура также характеризовалась широким развитием высокомагнезиальных вулканитов толеитового типа.

В первично осадочных толщах раннепротерозойского возраста Сибирской, Африканской, Южно-Американской платформ, в Восточном Казахстане и других регионах сохранились, иногда весьма масштабные, проявления россыпной алмазности, материнские породы которых мало где обнаружены. Однако по облику содержащихся в них алмазов, составу индикаторных минералов можно предположить, что это нередко были кимберлиты и лампроиты, отличающиеся от аналогичных образований неогей лишь по степени вторичных изменений. В других случаях источниками предполагаются эколгиты и перидотиты, также довольно обычные для неогей. В нижнепротерозойских толщах Французской Гайаны обнаружены высокоалмазные коматииты, присутствие которых не приходится ожидать в более молодых образованиях. В Карелии в самом центре Заонежского полуострова в районе Кемозера обнаружено одно из древнейших на Земле кимберлитовых тел (возраст внедрения 1764 ± 125 млн. лет - Sm/Nd). Кемозерское тело алмазности кимберлитов приурочено к осевой части пластовой интрузии габбро-диабазов, залегающих в нижнепротерозойской толще чередования шунгитизированных сланцев и потоков метадиабазов. Из 18 проб (по 60 кг каждая) извлечены 97 кристаллов алмаза размерностью до 2 мм и еще 14 алмазов отмечены при опробовании аллювия и морены.

Алмазоносность Кокчетавского массива (Восточный Казахстан, Кумдыкуль, Барчинское месторождение) была установлена ещё в середине XX в. Высокие концентрации мелких алмазов (менее 100 мкм) наблюдаются в стратифицированной толще нижнего протерозоя - гранат-биотитовых гнейсах, кварцевых метасоматитах, карбонатных гранат-пироксеновых породах, эклогитах зерендинской серии в центральной части Зерендинского гранит-гнейсового купола. На основе исследований морфологии и реальной структуры алмазов Кумдыколя показано, что они не имеют принципиальных отличий от кимберлитовых по морфологическим типам, механизмам роста, плотности дислокаций и концентрациям примесного азота. Преобладающим типом здесь являются кубоиды, часто с выраженным при большом увеличении волокнистым строением. Вершины кубоидов притуплены гранями октаэдра, а плоскостью срастания в агрегатах всегда является грань кубоида. На участке Барчинский в цоизитовых гнейсах преобладающий морфотип - октаэдры, среди которых встречены остросереберные индивиды, октаэдры с элементами антискелетного роста. С юго-запада рудный район ограничен Красномайским глубинным разломом. Многие авторы относят месторождение к коровому типу, образовавшемуся в результате мощного проявления процессов динамометаморфизма. Однако высказывается и другое весьма аргументированное мнение, что в случае Кумдыколя мы имеем дело с древнейшими интрузиями алмазоносных эклогитов, гранатовых клинопироксенов (вероятно, основных поставщиков полезного компонента), пироповых перидотитов, реликтовые будины которых и ныне обнаруживают в разрезах. Ничтожные нынешние размеры выделений алмаза - результат последующих коровых процессов — мигматизации, метаморфизма, диафтореза, приводящих к графитизации и истиранию зерен минерала. Тем не менее, консервация алмаза и его индикаторных минералов (коэсит, калийсодержащий клинопироксен) в останцах эклогитов и клинопироксенитов оказалась достаточной для их сохранности, несмотря на мощное воздействие метаморфических процессов в интервале 1800 ± 500 млн. лет назад. Восточно-Казахстанский и некоторые другие примеры позволили отдельным исследователям выделить среди геосинклинальных формаций, интродуцированных гипербазитами в особый тип, сопряженный с разломами, уходящими в глубины алмазоносной мантии. Было показано, что протолиты зерендинской серии (вероятнее всего — базальтовые силлы и дайки) образовались близ земной поверхности и имеют континентальное происхождение. Находящиеся в единой ассоциации перидотиты, эклогиты и амфиболиты имеют, скорее всего, общее происхождение. Гранатовые перидотиты, содержащие титан-клиногумит, могли быть образованы из серпентинсодержащих ультрамафитов. В ходе среднекембрийской субдукции тела этих базитов-ультрабазитов были погружены на большую глубину, где метаморфизовались при давлениях не более 18 кбар (восток Кокчетавского массива) и 60-70 кбар (его запад). В позднем кембрии эти породы, расщепленные на тектонические пластины, оказались эксгумированными, вынесенными к земной поверхности. В литературе есть мнение, что такие алмазы зародились и росли в субстрате главного породообразующего минерала — граната, содержание которого составляет 5-15%. Локальный отжиг твердого раствора гранат+углерод происходил под термическим воздействием, особенно на внешнем фронте инъекционной мигматизации.

Анализ имеющегося материала позволяет утверждать, что высокомагнезиальное магмопроявление на Балтийском щите связано с девятью зеленокаменными поясами архея и пятью протерозойскими палеорифтами. Последние оказывались естественными путями для поступления потенциально алмазоносных расплавов на поверхность. Со временем площади такого магматизма последовательно сокращались, и он все более концентрировался в узких зонах. Этот процесс фиксировал возрастания мощностей

субконтинентальной коры. Такая саамская кора легко раскалывалась на мелкие блоки, а более мощная лопийская, близкая современной, - нет, в обстановках растяжения в ее пределах формировались только палеорифты. Раннепротерозойские рифтогенные структуры были более насыщены высокомагнезиальными вулканитами (12% разреза против 7% в лопии), хотя в подвижных зонах раннего протерозоя их не более 1%. Специфичность данной темы интересна по двум обстоятельствам. Во-первых, они своим пространственным положением маркируют элементы древнейших линейных деформаций, связанных с пластичным течением вещества в архее, хрупких в раннем протерозое. Такие элементы «не забылись» тектонической структурой неогей, подновлялись и освежались, служили и впредь путями, связывающим мантию и древнюю поверхность. Это видно из того, что в пределах Кольско-Карельского мегаблока алмазоносные и прочие кимберлиты (нижнепротерозойские кимберлиты Кемозера, среднепалеозойское Ермаковское поле) оказываются локализованными в пределах соответствующих коматиитовых районов. Во-вторых, такие образования сами оказываются весьма алмазоносными и, возможно, этими обстоятельствами со временем будет доказательно объяснена россыпная алмазоносность центральной части Кольского полуострова.

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ АЛМАЗОВ ТИМАНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Н.Н. Зинчук

*Западно-Якутский научный центр АН РС(Я), Мирный, Россия,
nnzinchuk@rambler.ru*

ABOUT SPECIFIC FEATURES OF THE TIMAN FOLDED AREA DIAMONDS

N.N. Zinchuk

West-Yakutian Scientific Centre SA RS(Ya), Mirniy, Russia, nnzinchuk@rambler.ru

In whole diamonds of Timan placers are characterized by a complex of typomorphic specific features, making them similar with crystals of ancient platforms peripheral areas (Urals, Arkhangelsk area, north-east and south-west of the Siberian platform) with sharp prevalence of dodecahedral shapes and eclogitic paragenesis of inclusions, which testifies about peculiarity of thermodynamic and geochemical conditions of their formation. High similarity of Timan diamonds with those from Urals is noted (with high degree of mechanical wear and sorting in the process of exogenous history), as well as their affinity by typomorphic features to crystals from terrigenous Precambrian diamondiferous formations of the world, which supports the conclusion about existence of more ancient terrigenous formations of this age here.

Алмазы на Тимане обнаружены более полусотни лет назад в небольших концентрациях в современных и верхнедевонских отложениях, в том числе в россыпи Ичеть-Ю, являющейся комплексным золото-редкометальным месторождением. Выявленные кимберлитовые трубки позднепалеозойского возраста в этом регионе не алмазоносны. Коренной источник алмазов из россыпей не выявлен, в связи с чем дискуссионным является вопрос об их первоисточниках. При решении этого вопроса нами использованы не только результаты комплексного изучения алмазов этого региона, но и многолетний опыт изучения алмазов, добытых в различных районах Сибирской платформы (Якутия, Красноярский край и Иркутская область), а также на севере европейской части России (Архангельская область) и Урале. В этом плане важным

является анализ методологии исследования алмазов, положенной в основу их классификаций, используемых различными исследователями в отдельных регионах России в различные годы. Особенно это касается кристалломорфологического метода исследования, являющегося одним из основных в силу его экспрессности. Следует отметить, что имеется опасность субъективного подхода отдельных исследователей в силу отсутствия единых методических разработок, положенных в основу кристалломорфологической классификации алмазов (в том числе основанной и на геометрии кривогранных форм кристаллов). С учетом вышесказанного значительный интерес представляют полученные нами в последние годы результаты изучения основных типоморфных особенностей Тимана и их сопоставление с данными других исследователей. Эти результаты уточняют и дополняют имеющиеся в печати сведения об исследованиях алмазов из россыпей Тимана, типоморфными особенностями которых можно считать следующие. Большинство алмазов этой территории являются довольно крупными кристаллами при высокой средней массе - в пределах 20-45 мг. Подавляющее их большинство представлены бесцветными, реже эпигенетически окрашенными в лилово-коричневые цвета слабой интенсивности кристаллами I разновидности (по классификации Ю.Л.Орлова) при единичных находках кубов II (желто-оранжевые) и III (серые) разновидностей, а также кристаллоподобных балласов VI разновидности. Алмазы V и VII разновидностей, характерные для россыпей северо-востока Сибирской платформы и кимберлитов Архангельской области, не встречены. По кристалломорфологическим особенностям алмазов преобладают типичные додекаэдроиды «уральского» («бразильского») типа, составляющие 70-80% по отдельным участкам, при низком (не более 10-15%) суммарном содержании кристаллов октаэдрического и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусов. Это сближает их с россыпями Урала, среди которых содержание додекаэдроидов составляет 83%, что совпадает с нашими данными для пяти россыпей. Встречены также два бесцветных тетрагексаэдроиды I разновидности, в том числе один - с каплевидной скульптурой архангельского типа. Отмечены также две находки октаэдроидов (терминология А.А.Кухаренко и И.И.Шафрановского). Очень характерной для алмазов Тимана является леденцовая скульптура, присутствующая на половине изученных кристаллов. Двойники и сростки не типичны, составляют не более 20 % общего количества кристаллов и в основном представлены простыми двойниками по шпинелевому закону, реже - четверниками и циклическими двойниками. Незакономерные и поликристаллические сростки не встречены. Алмазы прозрачны при невысоком (10-15 %) содержании камней с лилово-коричневой окраской, более слабой по интенсивности по сравнению с алмазами Якутской кимберлитовой провинции. На участке Ичеть-Ю встречены три кристалла с розовой окраской, близкой к таковой алмазов из лампроитовой трубки Аргайл (Австралия). Очень характерны эпигенетическая окраска цвета морской волны (45,2%) и зеленые пятна пигментации (30,4%); содержание таких алмазов намного выше по сравнению как с якутскими месторождениями, так и с россыпями Урала. Именно для этой группы алмазов отмечены радиационные дефекты 575, 640 нм и GR-1, проявляющиеся в спектрах фотолуминесценции. Следует отметить, что в значительной части (9,4%) всех изученных нами алмазов обнаружены бурые пятна пигментации, также радиационного происхождения, возникновение которых следует связывать с отжигом зеленых пятен при $t > 550^{\circ}\text{C}$ в условиях регионального метаморфизма. Содержание алмазов с бурыми пятнами почти на два порядка выше по сравнению с якутскими месторождениями и приближается к таковому в россыпях бассейна р. Нижняя Тунгуска. Высокое содержание таких алмазов, по нашим данным (и на что не обратили внимание другие

исследователи), позволяет высказать иное мнение о происхождении алмазов из россыпей Тимана, в том числе и позднепалеозойского возраста.

Количество алмазов с твердыми включениями довольно низкое (менее 40%), причём преобладают эпигенетические графит-сульфидные включения. Содержание сингенетических включений в алмазах низкое, причем преобладают эпигенетические графит-сульфидные включения. Количество сингенетических включений в алмазах является высоким (до 9,7%), причем среди них преобладают (диагностика оптическими методами) включения эклогитовой ассоциации (гранат оранжевого цвета, реже омфакит). Их содержание по абсолютному количеству выше, чем в алмазных месторождениях Якутии, Урала и Архангельской области. Степень сохранности (целостности) алмазов высокая при преобладании целых и в значительной степени поврежденных камней, а степень трещиноватости - понижена, что свидетельствует об их сортировке в процессе сложной экзогенной истории. Содержание алмазов с механическим износом является высоким (до 30%), причем среди них в примерно равных количествах присутствуют камни с механическим износом «выкрашивания» и трещинами удара (ромбический узор). Содержание последних заметно выше по сравнению с якутскими россыпями. По фигурам механического износа всегда развивается леденцовая скульптура. Такие фигуры износа нами не отмечались в россыпях ближнего сноса, что не согласуется с мнением некоторых исследователей о близости коренных источников алмазов из россыпей Тимана. Кристаллы с износом «истирания» прибрежно-морского генезиса, характерного для россыпей северо-востока Сибирской платформы, здесь не встречены. По данным предшествующих исследователей, для алмазов из россыпей Тимана характерна сине-голубая фотолюминесценция (до 60%), что сближает их с аналогичными образованиями Урала и отличает от кристаллов из кимберлитовых тел Архангельской алмазоносной провинции (ААП). По данным исследования поглощения в ИК-области спектра большинство алмазов Тимана по набору основных азотных центров (А, В1 и В2) классифицируются как кристаллы смешанного типа, преобладающие над таковыми типов Ia и III физической классификации. Отмечено присутствие одного практически базазотного алмаза и трех с малым содержанием азота. По спектрам фотолюминесценции выявлено наличие в большинстве кристаллов азотного центра N3, связанного с сине-голубым свечением. В нескольких кристаллах установлена связь желтого и желто-зеленого свечения с центром S2, связанным с В2-дефектом, а в двух - N3-центром, производным от А-дефекта. Почти в трети алмазов проявляется центр 490,7 нм, связанный с пластической деформацией кристаллов. Отсутствует система свечения S1, что подтверждает малую концентрацию парамагнитного азота. В большинстве образцов отмечаются центры 575, 640 нм и GR-1 радиационного происхождения. Результаты исследования физических особенностей алмазов Тимана свидетельствуют об их сходстве с алмазами Урала и отличии от кристаллов из кимберлитов Архангельской области. В целом наши материалы исследований согласуются с более ранними результатами, в том числе и в отношении резкого преобладания типичных додекаэдров «уральского» («бразильского») типа. Поэтому появившиеся в последние годы публикации специалистов по региону о резком преобладании среди алмазов из россыпей Тимана (как и россыпей Урала и кимберлитов Архангельского региона) кристаллов тетрагексаэдрического габитуса требуют обсуждения вопроса терминологии кривогранных округлых форм. По нашему мнению, при этом в первую очередь следует учитывать исторические аспекты выделения тех или иных форм, полученных при использовании гониометрического и фотогониометрического методов исследования, дающих геометрические характеристики кривогранных форм алмазов. По литературным источникам известно,

что штриховка и различные искривленные поверхности вызывают появление световых полос и полей, в которых сферических координаты изменяются непрерывно от точки к точке. Со строго геометрических позиций рефлексограмма кривогранных форм алмаза состоит из 24 световых треугольников (или расплывчатых дуг, разделенных 36 незасвеченными пространствами). Последние соответствуют 24 криволинейным ребрам, соединяющим выходы тройных и четверных осей симметрии (пустые пространства между сторонами АВ и ВС треугольников), и 12 кривогранным ребрам - гранным швам, соединяющим смежные выходы третьего порядка (пустые пространства между основаниями АВ и А'В' треугольников). И.И. Шафрановский впервые охарактеризовал сферические координаты для точек А, В, С и D световых треугольников округлых додекаэдров «уральского» («бразильского») типа и привел средние угловые размеры по отдельным кристаллам «бразильского» типа. Исходя из проведенных измерений, он вывел идеализированную модель алмазов «бразильского» типа, к которым приближаются почти все изученные уральские алмазы. Это комбинация множества гексаоктаэдров и пирамидальных кубов, образующих в совокупности поверхность, сходную с округлым ромбододекаэдром, грани которого преломлены вдоль коротких диагоналей ромба. К близким выводам при исследовании кривогранных форм округлых алмазов Урала пришел и А.А. Кухаренко.

Геометрией округлых форм алмазов на материале из коренных месторождений алмазов Сибирской платформы занимались З.В. Бартошинский и В.Н. Квасница, которые, обсуждая основы фотогониометрического и гониометрического методов в приложении к кривогранным формам алмазов, пришли к выводу, что их рефлексограммы соответствуют не додекаэдроидам и октаэдроидам. Однако учитывая тот факт, что термины «октаэдроид» и «ромбододекаэдроид» прочно вошли в литературу, они предлагают в дальнейшем их использовать, принимая во внимание не строго геометрическую характеристику, а внешнюю близость той или иной формы. В связи с вышеизложенным, вызывают сомнение данные некоторых исследователей о резком преобладании среди алмазов Титана, Урала и ААП тетрагексаэдров с символом {065} (60-80%) при заметной частоте встречаемости комбинационных кристаллов {065+365+111} или {065+167+111}. Это может объясняться различием методики этих исследователей в определении геометрической характеристики изученных кривогранных форм, отличной от методики родоначальников этого метода. По результатам наших исследований алмазов Тимана, Урала и ААП показано, что подавляющее большинство алмазов Тимана относится к классическим додекаэдроидам «уральского» типа и введение термина «тетрагексаэдроид» в отношении додекаэдрических форм алмаза только вносит путаницу и не позволяет производить сопоставление алмазов разных регионов по результатам различных исследователей. Проведенные нами фотогониометрические исследования алмазов из якутских россыпных и коренных месторождений, основанные на нескольких сотнях измерений, показали, что существует резкое различие додекаэдров и тетрагексаэдров по их геометрическим характеристикам. Геометрические характеристики додекаэдров из якутских алмазных россыпей близки к таковым для россыпей Урала, причём они характеризуются несколько большей величиной CD (угол преломления по гранному шву) по сравнению с додекаэдроидом из кимберлитов Якутии, то есть додекаэдровиды алмазов из россыпей больше приближаются к тетрагексаэдроиду, чем аналогичные кристаллы из кимберлитовых трубок. По нашим данным, тетрагексаэдровиды, как и додекаэдровиды, характеризуются минимальным значением АВ (~40°), меньшим, чем С'С'', при повышенном почти в 2 раза (до 20-25° по сравнению с 13° для додекаэдровидов) значении CD, характеризующем величину угла преломления додекаэдрической грани по гранному шву. Такое различие легко устанавливается при

визуальных кристалломорфологических наблюдениях опытными минералогами, подтверждается фотогониометрическими измерениями и принято нами в качестве одного из признаков классификации алмазов, основанной на комплексе взаимосвязанных признаков и свойств.

В заключение ещё раз подчеркнем, что существует ряд отличительных особенностей тетрагексаэдроидов от додекаэдроидов не только по их геометрическим характеристикам, но и по комплексу физических особенностей, что и должно быть положено в основу их морфологических классификаций. В целом алмазы из россыпей Тимана характеризуются комплексом типоморфных особенностей, сближающих их с кристаллами периферийных областей древних платформ (Урал, Архангельская алмазоносная провинция, северо-восток и северо-запад Сибирской платформы) с резким преобладанием додекаэдрических форм и эклогитовым парагенезисом включений, что свидетельствует о своеобразии термодинамических и геохимических условий их образования. Отмечается большое сходство алмазов Тимана с уральскими (с высокой степенью механического износа и сортировкой в процессе экзогенной истории) и близость их по типоморфным особенностям к кристаллам из терригенных докембрийских алмазоносных формаций Мира. В последних к аллювиальным минералам-спутникам относятся и минералы группы водных фосфатов (флоренсит и др.), обнаруженные в 1998 г. А.Б.Макеевым с коллегами в верхнедевонских отложениях описываемой территории, что, по нашему мнению, подтверждает вывод о существовании на Тимане и более древних продуктивных образований докембрийского возраста. Важно также подчеркнуть, что при проведении алмазопроисловых работ на Тимане и других подобных складчатых территориях необходимо тщательно анализировать технологию, методы и фабрики (лаборатории) обогащения проб, чтобы исключить или учесть возможные случаи их технологического заражения. Это позволит более обосновано выбирать площади для дальнейших прогнозно-поисловых работ.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ

Н.Н. Зинчук, М.Н. Зинчук

*Западно-Якутский научный центр АН РС(Я), Мирный, Россия,
nnzinchuk@rambler.ru*

PETROPHYSICAL CHARACTERISTICS OF METAMORPHOGENE DIAMOND DEPOSITS

N.N. Zinchuk, M.N. Zinchuk

West-Yakutian Scientific Centre SA RS(Ya), Mirniy, Russia, nnzinchuk@rambler.ru

Results of petrophysical rock study of Kokchetav massif diamond deposit, formed in the result of dynamometamorphism processes and related to crust genetic type, are given. The revealed differentiation by electric parameters between gneisses of ore zone and beyond it is important during prospecting and exploration of primary diamond deposits by electrical survey methods of various modifications. Revealed changes of electrical resistance anisotropy and permittivity values in these rocks also testify about impact of metasomatic processes on physical properties of the ore zone rocks.

Месторождения алмазов Кокчетавского массива, образовавшиеся в результате процессов динамометаморфизма, относятся к коровому генетическому типу. Они

отчетливо выделяются среди других основных геолого-генетических типов алмазных месторождений. Этот новый тип коренных месторождений мелких (до 100 мкм) алмазов, открытый в середине 60-х гг. XX в., тяготеет к кристаллическим породам метаморфического комплекса. Алмазы присутствуют в биотитовых гнейсах, биотит-кварцевых, гранат-пироксеновых, пироксен-карбонатных, кварц-карбонатных породах и других метасоматитах весьма сложного и переменного состава. Содержание алмазов в рассматриваемом метаморфогенном месторождении высокое, но их запасы небольшие. Кумдыкольское месторождение алмазов приурочено к толще стратифицированных метаморфических горных пород докембрия, сложенных гранат-биотитовыми гнейсами, кварцевыми метасоматитами, карбонатными гранат-пироксеновыми образованиями. Оно расположено в Казахстане в пределах полосы Красноармейского глубинного разлома в центральной части Кокчетавского срединного массива на северном склоне Зерендинского гранитогнейсового купола, в 30 км к юго-западу от г. Кокчетав, вблизи оз. Кумдыколь. Юго-западной границей рудного района является сложно построенный Красномайский глубинный разлом. Западная субширотная часть последнего отделяет породы зерендинской серии от более молодых образований боровской и електинской серий. Восточная часть разлома разделяет Зерендинский гранитный массив и породы зерендинской серии. В этой части разлома на всем его протяжении обнажаются кварциты. На северо-западе и юго-востоке рудный район ограничен разломами северо-западного направления. К ним примыкает кремнисто-вулканогенный комплекс кембрий-ордовикского возраста. Северо-восточной границей рудного района служит разлом западно-северо-западного направления. Рудный район северо-западными разломами разделяется на три блока, различающиеся между собой структурой и литологией пород зерендинской серии. Складчатая структура алмазосодержащих пород имеет выдержанное северо-восточное простирание, осевые поверхности складок наклонены к северо-западу под углами 60-80°. Рудная зона мощностью от 45 до 250 м, содержащая промышленные концентрации технических алмазов, прослеживается в юго-восточном направлении на расстоянии более 1 км. Кумдыкольское месторождение сосредоточено в кумдыкольской свите (PR₁₋₂km) зерендинской серии, в зонах метасоматитов сложного состава, ассоциирующих с телами докембрийских гранатовых гранито-гнейсов. Свита подразделяется на пять пачек. Рудная зона месторождения алмазов приурочена к кальцифир-гнейсовым образованиям второй-четвертой пачек (PR₁₋₂km²⁻⁴).

Поскольку на грави- и магнитометрических картах зона развития рудоносных пород не проявляется ни положительными, ни отрицательными аномалиями, особый интерес представляет изучение их электрических и других физических свойств. Необходимо было выявить характерные петрофизические признаки гнейсов рудоносной пачки и гранат-мусковитовых, гранат-биотит-мусковитовых плагиогнейсов нижней части берлыкской свиты, широко развитой на участке Кумдыкольского месторождения и по всей полосе развития потенциально рудоносных пород кумдыкольской свиты зерендинской серии Кокчетавского массива. Выявленные комплексы петрофизических характеристик были установлены для нескольких групп пород рудоносной кумдыкольской свиты - эклогитов и гранатовых амфиболитов, включений гранатовых пироксенитов в гранат-мусковитовом лейкограните, пород рудоносной пачки: кальцифиров, существенно пироксеновых пород с тремолитом, карбонатом и цоизитом; пироксен-карбонатных и пироксен-флогопит-карбонатных пород; биотитовых существенно кварцевых микрогнейсов и гнейсов, а также гнейсов и сланцев в нижней части берлыкской свиты восточного блока месторождения. Измерение всех петрофизических параметров проводилось на образцах горных пород, изготовленных в виде плоскопараллельных тщательно отшлифованных пластин

размером 40×50×8 мм. При этом образцы пород предельно насыщались пресной (водопроводной) водой, имеющей такую же низкую минерализацию, как и вода, распространенная в породах горного района, озерах и реках. Для одних и тех же образцов измерялись удельное электрическое сопротивление на постоянном токе ρ_o , а в диапазоне частот 0,625-35 МГц - эффективное удельное электрическое сопротивление $\rho_{эф}$, относительная диэлектрическая проницаемость $\varepsilon/\varepsilon_o$, рассчитывался также коэффициент поглощения κ энергии радиоволн в горных породах, определяющий дальность их распространения, а также изучались плотность δ , водонасыщенность W и магнитная восприимчивость χ . Из результатов изучения петрофизических свойств видно, что каждая группа пород характеризуется значительными разбросами значений электрических параметров, а также плотности, пористости, водонасыщенности и магнитной восприимчивости. Поскольку в лабораторных условиях значения электрических характеристик метаморфических пород определялись на влажных образцах, водонасыщенность которых близка к природной (за исключением трещинных вод), то возникла необходимость выявить зависимость изучаемых электрических свойств от пористости и водонасыщенности, а также установить возможные взаимосвязи между основными изученными физическими параметрами.

Проведенными исследованиями установлена четкая зависимость между диэлектрической проницаемостью и другими параметрами: обратно пропорциональная с плотностью и прямо пропорциональная с магнитной восприимчивостью, пористостью и водонасыщенностью, что обусловлено петрохимическим составом и процессами метасоматоза. Отметим, что весьма плотные (сульфидизированные с амфиболом, цоизитом, сфеном, серицитом и графитом) гранатовые пироксениты (3,4-3,5 г/см³), размещающиеся на границе иньекционной и рудной зон, а также рутилсодержащие гранатовые эклогиты (3,4 г/см³) и метасоматиты (3,16-3,34 г/см³) из рудоносной зоны характеризуются высокими значениями ε - 16-36 ε_o и χ - (176-580)•10⁻⁵ ед.СИ. Для перечисленных выше пород получены относительно низкие значения $\rho_{эф}$, равные 1000-2600 Ом•м, тогда как для существенно гранат-пироксеновых слабо измененных пород они составляют 6000-9600 Ом•м. Гнейсы, биотитовые существенно окварцованные гнейсовые породы, перекристаллизованные микрогнейсы имеют низкую плотность (2,54-2,70 г/см³) и являются практически немагнитными образованиями (25-40)•10⁻⁵ ед. СИ с низкой диэлектрической проницаемостью (14-18 ε_o). Лейкократовые плагиограниты с калиевым полевым шпатом, имеющие высокие содержания кремнезема (71,33%) и низкие - суммарного железа (0,58%), магния (2,38%) и кальция (1,99%), характеризуются самыми низкими значениями ε - 4,8-7 ε_o , χ — (25-38)•10⁻⁵ ед. СИ, $n_{эф}$ - 0,19-0,22 %. В результате для этих пород, не содержащих рудных и темноцветных минералов, включений графитистого вещества, оказались закономерно весьма высокие значения ρ_o , превышающие иногда $n \cdot 10^6$ Ом•м. Эти разновидности пород по значениям ε и δ размещены в нижней зоне, а породы, содержащие сульфиды и графит - в верхней. Отметим, что в одном из обособленных гранитных массивов рудной зоны была обнаружена весьма плотная (3,30 г/см³) гранат (пироп)-пироксеновая порода возможно мантийного происхождения. Некоторые исследователи полагают, что Кокчетавские эклогиты представляют собой остатки вещества мантии, выжатого к поверхности в верхнем протерозое. Следует отметить, что на частоте электромагнитного поля 0,625 МГц значения ρ метаморфических горных пород различного минерального состава имеют обратно пропорциональную зависимость от $\varepsilon/\varepsilon_o, n_{эф}, W$ и прямую зависимость от δ ; выявлена также устойчивая корреляционная связь между пористостью и плотностью, а также пористостью и водонасыщенностью. Полученные корреляционные взаимосвязи между петрофизическими параметрами

горных пород метаморфического комплекса оптимизируют лабораторные измерения физических характеристик.

Изученные типы пород отчетливо дифференцируются по значениям электрического сопротивления, а пределы последнего в основном определяются вариациями пористости и водонасыщенности. Однако, наблюдаемые весьма значительные отклонения значений ρ и $\varepsilon/\varepsilon_0$ от их средних статистических значений при одних и тех же значениях пористости и водонасыщенности обуславливаются также степенью проработки горных пород метасоматическими процессами, в результате которых появляются легко растворимые минеральные образования сложного состава, тонкораспыленные рудные минералы - электронные проводники, а также возникают сложнопостроенные структуры порового пространства. Перечисленные особенности в определенных условиях могут определять весьма существенные предельные разбросы электрических параметров пород, часто имеющих примерно одинаковые или близкие значения пористости и водонасыщенности. Последнее подтверждается полученными данными по изменению значений ρ , $\varepsilon/\varepsilon_0$ и κ'' в зависимости от степени метасоматической проработки горных пород и содержания в них вторичных минеральных образований - карбонатных, серицитовых, цветных минералов, амфиболов тремолит-актинолитового ряда, хлоритизированной биотит-флогопитовой слюды, хлорита, сульфидов, турмалина, тонкораспыленного скрытокристаллического графита и др. Важно при этом отметить, что выявленная в пироксеновой интенсивно калишпатизированной породе высокая пористость, превышающая 2,5%, не оказывает влияния на ее весьма высокое электрическое сопротивление, составившее 10200 Ом•м, и низкую диэлектрическую проницаемость (11 ε_0), характерную для обезвоженных свежих мономинеральных кварцевых и пироксеновых пород. Однако слабая зависимость удельного электрического сопротивления измененных метаморфизмом пород от пористости прослеживается и в других частях разреза, то есть с увеличением пористости и, соответственно, водонасыщенности удельное сопротивление уменьшается, но существенное изменение ρ для приведенного ряда пород обуславливается процессами метасоматоза, а также присутствием в них рудных вторичных минеральных образований и тонкодисперсного графита. По удельному электрическому сопротивлению, диэлектрической проницаемости, магнитной восприимчивости и плотности достаточно контрастно выделяются зоны рудоносных пород по сравнению с вмещающими их гнейсами, сланцами и эклогитами из периферических зон месторождения. Значительно меньшая контрастность по электрическому сопротивлению проявлена между эклогитами и метасоматическими породами рудоносной зоны. В целом весь комплекс метасоматических алмазоносных пород месторождения характеризуется довольно высокими (с некоторыми дисперсионными пределами) значениями удельного электрического сопротивления, низкими - диэлектрической проницаемости и коэффициента поглощения энергии радиоволн. Породы рудной зоны имеют также высокую плотность и относительно повышенную магнитную восприимчивость. Наибольшими значениями удельного электрического сопротивления обладают широко распространенные пироксеновые, гранат-пироксеновые (8000-9800 Ом•м) и флогопит-карбонатные (4000-5000 Ом•м) породы, кальцифиры (3200-7000 Ом•м) и метасоматиты (1300-3300 Ом•м). Предельно водонасыщенные (0,19-0,35%) слабoporистые (0,5-0,96%) алмазоносные метасоматиты в рудном поле на некоторых участках характеризуются высокими значениями удельного электрического сопротивления - $(4,6-39) \cdot 10^4$ Ом•м. На частоте 0,625 МГц в них также наблюдаются высокие значения $\rho_{эф}$ - 4000-7800 Ом•м и низкие ε и κ'' - 13-20 ε_0 и 0,006-0,0096 Нпм соответственно. Для сравнения отметим, что в кварцевых жилах золоторудных месторождений, имеющих высокие значения этих параметров, при

проведении поисковых и разведочных работ методом высокочастотного радиоволнового просвечивания в них формируется квазиволноводный эффект со слабым поглощением радиоволн. Использование ультравысоких радиоволн при проведении поисково-разведочных работ геофизическими методами позволит обнаруживать рудоносные тела малых объемов.

Из вышеизложенного следует, что алмазоносные породы месторождения характеризуются широким диапазоном минерального и химического состава - от силикатных до карбонатных разностей и от кислых до основных, что отличает их от пород традиционных промышленных алмазоносных месторождений, представленных кимберлитами, лампроитами и импактными образованиями. Выявленная дифференциация по электрическим параметрам между гнейсами рудной зоны и вне ее имеет важное значение при поисках и разведке коренных месторождений алмазов электроразведочными методами различной модификации. О воздействии метасоматических процессов на физические свойства пород рудоносной зоны свидетельствуют также выявленные изменения в этих породах значений анизотропии электрического сопротивления и диэлектрической проницаемости. При этом, анизотропия горных пород определяется формами пустот, пор, ориентированной трещиноватостью, зональной нарушенностью или ослабленностью в массивах горных пород, преимущественной ориентацией зерен одного и того же минерала или его послойным линейным распределением (осадочная слоистость) и т.д. Перечисленные выше характеристики в большинстве случаев при активных динамометаморфических процессах претерпевают значительные изменения, обуславливающие также изменения физических свойств горных пород. Выявленные высокие значения электрического сопротивления, низкие - диэлектрической проницаемости и коэффициента поглощения энергии радиоволн в массивах горных пород в естественной залегающей, позволяют планировать и проводить эффективные поисковые и разведочные работы на алмазы с применением геофизических методов, использующих ультравысокие радиочастоты. Построенная литолого-петрофизическая модель рудного месторождения, иллюстрирующая распределение физических параметров - электрического сопротивления, диэлектрической проницаемости, магнитной восприимчивости, плотности горных пород по профилю, пересекающему все зоны рудного поля, может быть использована при прогнозно-поисковых работах на этот тип алмазного сырья. Изученные петроэлектрические и петрофизические характеристики метасоматических алмазоносных горных пород Кумдыкольского месторождения позволяют полагать, что эти породы образовались в земной коре в условиях высоких температур и давлений. Полагаем, что полученные впервые нами отчетливые двумерные функциональные зависимости могут быть использованы при оценке неизвестных петрофизических параметров метаморфических пород аналогичного состава и генезиса в процессе экспрессной интерпретации геофизических данных на стадии прогнозно-поисковых работ непосредственно в полевых условиях.

СИСТЕМАТИКА РАССЛОЕННЫХ (ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ) ИНТРУЗИЙ

О.К. Иванов

*Уральский институт минерального сырья, Екатеринбург, Россия,
okivanov@gmail.com*

CLASSIFICATION OF THE LAYERED (DIFFERENTIATED) INTRUSIONS

O.K. Ivanov

Uralian Institute of mineral deposits, Ekaterinburg, Russia, okivanov@gmail.com

The layered intrusions (LI) is part differentiated intrusions. He distinguished on the composition the parental magmas, the degree differentiated and the place differentiated and crystallization. For degree differentiated LI it is accepted correlation MgO , Mg or contain olivine in ultrabasic differential and parental rock. On the degree differentiated LI distinguished on: nondifferentiated, poorly differentiated, middle differentiated, good differentiated and full differentiated. Among full differentiated distinguished: gradually differentiated, contrast differentiated and rhythmic differentiated LI. In the place differentiated LI distinguished: autigenic LI, polygenic LI and multigenic LI.

Расслоенные интрузии являются составной частью **формации дифференцированных интрузий** – широко распространенных магматических образований.

Простые дифференцированные, в том числе, расслоенные интрузии имеют признаки дифференциации вещества и кристаллизации из расплава. Интрузии состоят из нескольких зон - зоны закали или контактового взаимодействия, дифференцированной серии, промежуточной между ними зоны и зоны постмагматического воздействия на интрузию и вмещающие породы.

Дифференцированная серия расслоенных (дифференцированных) интрузий проявляется в образовании мегаслоистости с образованием снизу вверх подзон разного состава. Внизу располагается ультраосновная (ультрамафическая) подзона, обогащенная мафическими минералами (оливин, ортопироксен или клинопироксен), затем основная (базитовая) подзона, обогащенная основным и средним плагиоклазом (анортозиты, нориты, габбро-нориты) и гранитоидная или фельдшпатолитовая подзона, обогащенная кислыми плагиоклазами, кварцем, каликатровыми полевыми шпатами или фельдшпатоидами. Химически снизу вверх наблюдается смена ультрамафических пород, обогащенных магнием и железом, на породы, обогащенные Al и Ca , на породы обогащенные Si , K и Na . В пределах всей дифференцированной серии наблюдается постепенное или ритмично-постепенное изменение состава минералов (скрытая слоистость). При этом изменение минералов переменного состава проявляется не только для петрогенных минералов [15,14,13, 6], но и для суперакцессорных, например, лаурита в хромититах [11]. Внутри выделенных подзон наблюдается петрографическая мезослоистость и полосчатость, а также ритмичная и ритмично-постепенная слоистость. Присутствие или степень развития этих элементов зависит от степени дифференцированности интрузий.

Дифференцированные, в том числе, расслоенные интрузии, являются уникальными природными лабораториями докристаллизационных, кристаллизационных и постмагматических (посткристаллизационных) процессов, включая докристаллизационную, кристаллизационную и постмагматическую дифференциацию [15,16,7-10]. С расслоенными интрузиями связано большое количество крупных и уникальных промышленных месторождений хрома, сульфидных медно-никель-кобальтовых руд, платиноидов, титаномагнетитов, ильменитовых пород, апатита, оливина, анортита, редких земель и т.д., условия и причины образования которых в них наиболее очевидны [3-6,14]. Однако, несмотря на важность и длительный период изучения расслоенных интрузий, их систематика слабо разработана [15,16]. Уэйджер и Браун выделяли два их типа - дифференцированные силлы и расслоенные интрузии [15]. При этом принцип выделения расслоенных интрузий базировался, прежде всего, на присутствии ритмической и скрытой слоистости. Мы предлагаем разделять всю группу или формацию расслоенных или

дифференцированных интрузий по трем важнейшим параметрам – составу исходных (материнских) магм (расплавов), степени их дифференцированности и месту дифференциации и кристаллизации интрузий [1,2].

По составу исходных (материнских) магм (расплавов) выделяются интрузии, образованные при дифференциации следующих типов магм: пикритов, оливиновых базальтов, низкощелочных и щелочных базальтов, андезитов, трахитов, дацитов, риолитов, щелочных риолитов, нефелиновых и лейцитовых фонолитов и т.д. Наиболее распространены базальтоидные дифференцированные интрузии.

Степень распространенности дифференцированных интрузий определяется геодинамическими условиями образования расплавов и возможностью спокойной дифференциации и кристаллизации в стабильных областях земной коры, в основном на платформах и в их краевых частях.

Определение состава исходных расплавов производится по составу пород зоны закали, а в случае ее отсутствия по среднему составу пород дифференцированной серии с учетом ее эрозионного среза.

По степени дифференцированности интрузии разделяются по геохимическим и петрографическим (минералогическим) параметрам. За основу взят петрографический состав наиболее чувствительных ультраосновных дифференциатов интрузии. Этот состав изменяется по составу (для базальтоидных интрузий) от оливиновых габброидов до оливинитов и дунитов [2,12]. По этому признаку возможна полуколичественная систематика дифференцированных интрузий.

Геохимический подход основан на измерении соотношении петрогенных или акцессорных элементов в исходном расплаве и том или ином дифференциате, удобнее всего в ультрамафическом. Проще всего сравнивать отношение содержаний MgO или Mg (мас.%) в наиболее ультраосновном дифференциате и в материнской породе. В результате мы получаем **коэффициент или степень дифференцированности интрузии** $K = \frac{MgO_{\text{в дифференциате}}}{MgO_{\text{в материнской породе}}}$ или $K = \frac{Mg_{\text{в дифференциате}}}{Mg_{\text{в материнской породе}}}$ [2,12].

Петрографический и геохимический методы могут дополнять или заменять друг друга, особенно, если нам неизвестен состав исходной магмы (расплава).

Выделяются следующие типы дифференцированных (расслоенных) интрузий [1].

1. Недифференцированные интрузии. Распределение элементов, оксидов и минералов по разрезу однородное. Типичный пример - маломощные базальтовые силлы Сибирской и других платформ.

2. Слабодифференцированные интрузии. Содержание магния по разрезу слабо увеличивается к основанию интрузии. Петрографически это выражается в образовании оливиновых габбро или оливиновых габбро-диабазов. Типичный пример - базальтовые силлы Сибирской платформы.

3. Среднедифференцированные интрузии. Распределение магния по разрезу имеет четкий максимум в нижней трети интрузии. Типичные ультрамафические породы - плагиоклазовые и плагиоклаз-пироксеновые оливиниты. Типичные массивы - Талнахский, Норильский.

4. Существенно дифференцированные интрузии отличаются развитием плагиоклазовых дунитов и гарцбургитов и появлением слоя или слоев хромититов. Типичный пример – Стиллаутер, Йоко-Довыренская [13].

5. Полнодифференцированные интрузии отличаются четко выраженной зоной развития дунитов или оливинитов, а также появлением слоев анортозитов, гарцбургитов, хромититов, титаномagnetитов. Типичные примеры – массивы Бушвельда, Великой Дайки.

Среди полнодифференцированных интрузий выделяется три подтипа:

5а. Постепенно дифференцированные интрузии отличаются постепенным или ритмично-постепенным переходом ультраосновного слоя от дунитов, через гарцбургиты, клино- и ортопироксениты в габброиды. Типичные примеры интрузии Бушвельда, Великой Дайки, Сарановская.

5б. Контрастно-дифференцированные интрузии отличаются резким переходом между ультраосновными и основными дифференциатами, где дуниты резко или на коротком расстоянии постепенно переходят в габброиды. Типичными примерами являются Златогорская интрузия в Казахстане и Лукинда в Сибири.

5в. Ритмично-дифференцированные интрузии отличаются присутствием серии относительно маломощных ритмов, сложенных в основании ультрамафитами состава от дунитов до клинопироксенитов, которые выше по разрезу переходят в существенно плагиоклазовые породы. Часто в основании ритмов появляются слойки хромитита. Типичный пример - массив Рам в Шотландии.

По месту дифференциации и кристаллизации выделяются три типа интрузий, которые рассмотрим на примере полнодифференцированных разностей [17,6].

1. Аутигенные расслоенные интрузии, то есть кристаллизовавшиеся на месте дифференциации. Их характерные особенности – первоначально лополитовая или воронкообразная форма, очень крупные горизонтальные размеры и значительная мощность, достигающая 12 км. Характерно присутствие небольших по мощности (до 4 метров) хромититовых и титаномагнетитовых слоев при длине их по простиранию до сотни километров (Бушвельд). Постмагматические процессы развиты слабо, обычно в виде пегматитов соответствующего состава, экранированных пластами наименее проницаемых пород. Типичные примеры - Бушвельд, Маскоккс, Великая Дайка [14].

2. Полигенные (многофазные) интрузии, дифференцированные на глубине и затем перемещенные в жидко-расплавленном или суспензионном состоянии в современную камеру, где произошла их кристаллизация [6,17]. Массивы на современном уровне эрозии могут быть сложены одной или несколькими интрузивными фазами. Характерными особенностями являются цепочковидная форма интрузий, небольшие линейные размеры (обычно первые километры, до 10), небольшая мощность (до первых сотен метров), крутое залегание и аномально большие мощности хромититовых слоев, достигающее 12 м. Широко развиты постмагматиты от высокотемпературных оливин-хромитовых пород и сарановитов до разнообразных ультраосновных пегматитов [6, 14]. Типичными примерами являются массивы Сарановского пояса на Урале, Наусахи в Индии и Кеми в Финляндии.

3. Мультиплицированные расслоенные интрузии. Сложные расслоенные многофазные комплексы, состоящие из серии (до 12) интрузивных фаз в разной степени дифференцированного в глубинной камере магматического вещества, которое дополнительно могло дифференцироваться и в современной камере. Для них характерна приуроченность (вложенность) к единой воронкообразной или цилиндрической структуре, последовательное внедрение дифференциатов от ультраосновных к ультракислым или ультращелочным, присутствие экзотических моно- и субмономинеральных дифференциатов – апатитовых, нефелиновых, эвдиалитовых, лопаритовых, эгириновых и т.д. Характерно широкое развитие постмагматитов от пегматитов до низкотемпературных цеолитовых и содовых пород. Типичным примером является Хибинский массив.

Из рассмотрения всей совокупности дифференцированных, в том числе, расслоенных интрузий вытекает, что при изучении процессов дифференциации наиболее интересны простые аутигенные дифференцированные интрузии, образовавшиеся из материнских магм разного состава.

1. Иванов О.К. Типы расслоенных (дифференцированных) базальтоидных интрузий нормального (не щелочного) ряда // Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск, 1971. С.113-115.
2. Иванов О.К. Простое количественное определение степени дифференцированности базальтоидных интрузий // Ежегодник 1971 ИГИГ УНЦ АН СССР, 1972. С.108-109.
3. Иванов О.К. Влияние мощности базальтоидных интрузий на степень их дифференцированности // Ежегодник-1973 ИГИГ УНЦ АН СССР, 1974. С.80-82.
4. Иванов О.К. Некоторые аспекты хромитоносности дифференцированных базальтоидных интрузий // Хромиты Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока. М.: ВИМС, 1974. С. 36-40.
5. Иванов О.К. Геохимические критерии потенциальной рудоносности аутигенных расслоенных интрузий // Геохимия в локальном металлогеническом анализе. Новосибирск: СО АН СССР, 1986. Т.1. С.19-21.
6. Иванов О.К. Расслоенные хромитоносные ультрамафиты Урала. М.: Наука, 1990. 243с.
7. Иванов О.К. Расслоенные интрузии – кристаллизационная или докристаллизационная дифференциация в гравитационном поле // Физические поля минералов. Годичное собрание ВМО РАН. СПб, 1998. С. 29-30.
8. Иванов О.К. Проблема температуры при формировании дунитовых дифференциатов в расслоенных интрузиях // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. Екатеринбург, 1999. С.72-74.
9. Иванов О.К. Критика некоторых оснований теории Боуэна // Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы. Матер. II Всеросс. петр. совещ. Сыктывкар: 2000. С.94-96.
10. Иванов О.К. Экстремальная дифференциация базальтоидных магм в расслоенных интрузиях // Уральский геологический журнал. 2003. №5. С. 33-46.
11. Иванов О.К., Аникина Е.В., Молошаг В.П. Вариации состава лауристов из хромититовых пластов Сарановской расслоенной интрузии, Урал // Докл РАН. 1996. Т.351, №2.С. 231-234.
12. Иванов О.К., Булыкин Л.Д. Эволюция состава ультраосновных зон дифференцированных базальтоидных интрузий // Изв. АН СССР, сер. геол. 1976. №5. С.46-52.
13. Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1998. 266с.
14. Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973. 208с.
15. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 502с.
16. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 183с.
17. Thayer T.P. Autigenic, polygenican and allogenetic ultramafic and gabbroic rocks and as host for magmatic ore deposits // Spec. Publ. Geol. Soc. Austral. 1971. N 3.

**ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ УЛЬТРАБАЗИТ-
БАЗИТОВЫХ МАССИВОВ ЩУЧЬИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ ПО
АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

Б.А. Калмыков, А.А. Трусов

*ГНПП «Аэрогеофизика» ЗАО, Москва, Россия, kalmykov@aerogeo.ru;
trusov@aerogeo.ru*

FEATURES OF THE INTERNAL STRUCTURE OF ULTRABASITE-MAFIC MASSIFS WITHIN SCHUCHINSKY SYNCLINORIUM OF AIRBORNE GEOPHYSICAL DATA

B.A. Kalmykov, A.A. Trusov

Aerogeofizika, Moscow, Russia, kalmykov@aerogeo.ru; trusov@aerogeo.ru

With a modern interpretation of the airborne geophysical survey (magnetic, electromagnetic and gamma-ray spectrometry) internal structure of the major intrusive complexes of Schuchinsky synclinorium (eastern slope of the Polar Urals) were analyzed. In the study area there are Paleozoic massifs of gabbro, which are associated with deposits of iron ores and ultramafic intrusive, which are associated with chromite deposits. Some of the structures outcrop on the surface, others are covered by Mesozoic and Cenozoic sediments.

Щучьинский синклиний располагается на северном окончании Тагило-Магнитогорской синклинойной зоны Восточно-Уральской мегазоны. В его строении участвуют палеозойские комплексы уралит, перекрытые мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Среди магматических образований значительным распространением пользуются массивы палеозойских габброидов и ультрабазитов. С формацией габброидов связаны залежи железных руд, с массивами ультрабазитов комплекса – залежи хромитов.

Площадные аэрогеофизические съемки благодаря системности наблюдений позволяют выявить особенности внутренней структуры интрузивных массивов. В отличие от геологических наблюдений по естественным и искусственным обнажениям, имеющим спорадический характер, аэрогеофизические методы позволяют выявить площадные особенности внутреннего строения как выходящих на поверхность, так и погребенных интрузивных массивов или их частей.

Материалом данного сообщения послужили данные комплексной аэрогеофизической съемки, выполненной ГНПП «Аэрогеофизика» в 2006-2009 гг. по госзаказу на составление геофизической основы в зоне проектируемой железной дороги Ивдель-Лабытнанги. Съемка проводилась в двух масштабах: на первом этапе была сделана съемка масштаба 1:50000, захватывающая практически всю площадь Щучьинского синклиория, на втором этапе проводилась детализация локальных перспективных участков в масштабе 1:10000. В геофизический комплекс входили аэромагниторазведка, аэроэлектроразведка ДИП и аэрогамма-спектрометрия.

Анализ геофизических полей и их трансформант позволил выявить особенности структуры интрузивных массивов и их внутреннего строения.

Массивы ультрабазитов представлены на площади образованиями сыумкеуского дунит-гарцбургитового комплекса (О₁₋₂). Они слагают массив Сыум-Кеу, расположенный в западной части Щучьинской структуры. Массив сложен образованиями двух ультрабазитовых комплексов: дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенового [1]. В аномальном магнитном поле и модели намагниченности проявляется неоднородность массива в виде участков, сложенных породами повышенной и пониженной магнитности. Области повышенной магнитности отвечают полям развития пород дунит-гарцбургитового комплекса, относительно пониженный уровень намагниченности характерен для образований дунит-верлит-клинопироксенового комплекса. Породы данных комплексов находятся в сложных взаимоотношениях. Однако высокомагнитные образования дунит-гарцбургитового комплекса тяготеют к внешней, западной части массива. Внутренняя структура массива ультрабазитов проявляется в поле локальной составляющей аномального магнитного поля. Оно характеризуется ячеисто-линзовидным строением, отражающим распределение пород с различными концентрациями титаномагнетита. Области

развития магнитных пород отличаются высокоградиентным магнитным полем повышенной дифференцированности. К данным участкам, сложенным породами дунит-гарцбургитового комплекса, приурочены рудные залежи хромитов. Западная граница массива фиксируется в комплексе геофизических полей резкоградиентной зоной с характерными изломами, отвечающими сдвиговым деформациям, развитым в передовой части Главного Уральского надвига. По мнению ряда исследователей, массив Сыум-Кеу представляет собой крупное аллохтонное тело [2, 3].

Крупные **массивы базитов** в пределах Щучьинской структуры и представлены породами малыкского габбро-норитового (O_3) и харампэйско-масловского габбрового (S_1) комплексов. Небольшие интрузивные тела образуют базиты юньягинского габбро-гранодиорит-гранитового комплекса (D_{1-2}).

Габброиды малыкского комплекса тесно связаны с ультрабазитами сыумкеуского комплекса, их массивы располагаются к востоку от массива Сыум-Кеу и контактируют с ними. Тела базитов сложены метаморфизованными габброноритами, габброамфиболитами и образуют массивы неправильных очертаний. Массивы характеризуются линзовидно-полосчатым внутренним строением, выражающемся в чередовании магнитных и немагнитных разностей габброидов, что проявляется в характере локальной составляющей магнитного поля. Преобладающая ориентировка полосчатости субмеридиональная. Характер внутренней структуры массивов отражает пластические деформации первичной магматической расслоенности под действием интенсивных метаморфических и тектонических процессов. По направлению к внутренним частям синклиория массивы погружаются под мезозойские и кайнозойские отложения, что отражается затуханием амплитуд локальных магнитных аномалий и нивелировкой градиентных зон.

Образования сыумкеуского и малыкского комплексов отнесены к офиолитовым комплексам Урала [2]. Существует мнение, что они образуют фрагмент срезанной лежащей складки, ядро которой сложено гарцбургитами сыумкеуского комплекса, а крылья – апогаббровыми породами малыкского комплекса [2, 3].

Габброиды харампэйско-масловского комплекса образуют группы субизометричных массивов размером 10-16 км, приуроченных к периферийным частям Щучьинской структуры. Интрузии сложены высокомагнитными породами: оливиновыми и роговообманковыми габбро. Для габброидных массивов харампэйско-масловского комплекса характерно концентрически-зональное строение. Оно выразительно проявляется в трансформантах магнитного поля в виде чередования концентрических или дуговых локальных аномалий разного знака шириной 200-700 м (в зависимости от масштаба съемки). В структуре аномального магнитного поля и его локальной составляющей проявляется серия обособленных массивов и их фрагментов, примыкающих к крупным массивам и стиснутых между ними. Такая картина свидетельствует о длительном процессе становления массивов харампэйско-масловского комплекса в режиме многократных пульсационных поступлений магмы, что приводило в разрушению уже застывших массивов и поглощению их вновь образующимися интрузиями. Данные массивы представляют собой типичные расслоенные интрузии, сложенные чередующимися обособлениями габброидов с преобладанием той или иной минеральной фазы.

Смещение осей дуговых аномалий и их разрыв указывают на проявленность разрывных нарушений в пределах массивов. Часть трещин имеют радиальный характер, что позволяет связывать их формирование с уменьшением объема породы при застывании интрузии. Нарушения другого типа протягиваются за границы массивов и срезают их части, являясь наложенными дислокациями поздних этапов.

Выделяются два крупных массива габброидов харампэйско-масловского комплекса, окруженных фрагментами более мелких массивов-сателлитов: Масловский и Хоросотосский массивы.

Масловский массив обнажается на поверхности в районе горы Масло и хорошо отражается в геофизических полях. Он имеет размеры 11×12 км и концентрически-зональное строение, проявленное в магнитном поле. Границы массива определяются по смене структуры локальной составляющей магнитного поля. В материалах аэромагнитной съемки масштаба 1:50000 в массиве выявляются 8-9 кольцевых знакопеременных аномалий шириной 700-800 м. С юго-запада массив обрзан крупным разломом.

Хоросотосский массив перекрыт кайнозойскими осадками и откартирован по аэрогеофизическим данным в бассейне р. Хоросотосе. Он менее выражен в аномальном магнитном поле, но четко проявляется в поле его локальной составляющей. Характерно, что в материалах аэромагнитной съемки масштаба 1:50000 массив проявляется весьма слабо в виде области повышенных значений поля с неясными очертаниями. Контуры массива и детали его внутреннего строения выделены по материалам детализационной аэромагнитной съемки масштаба 1:10000 (рис. 1).

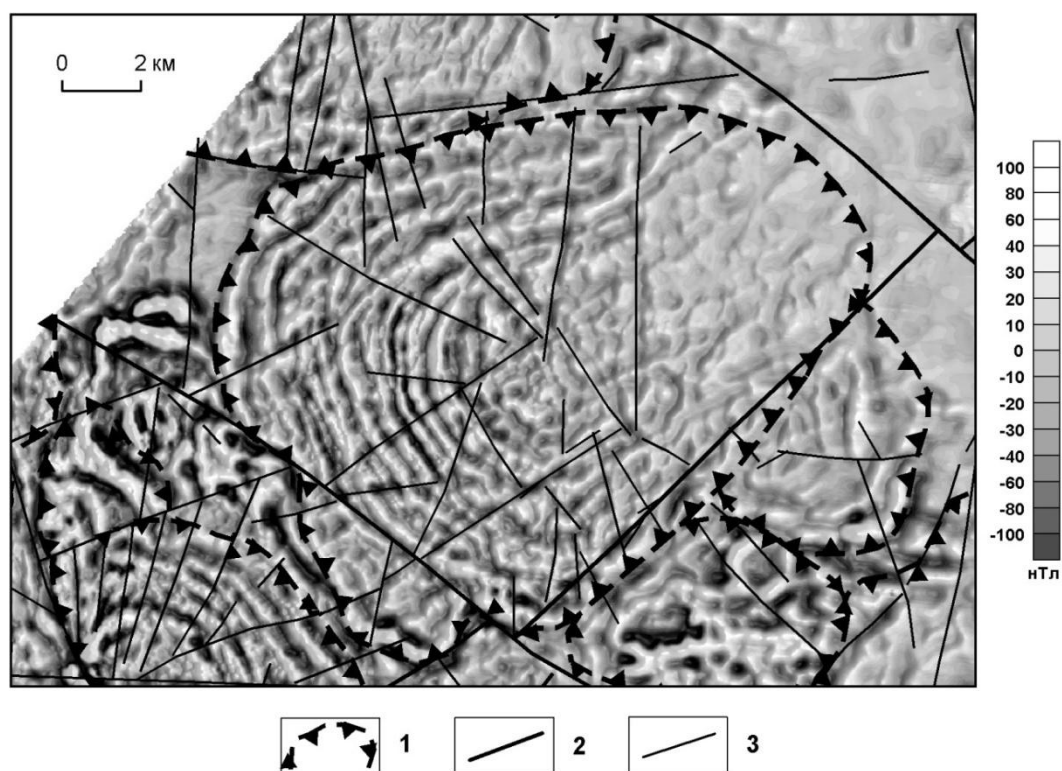


Рис. 1. Особенности внутреннего строения Хоросотосского габброидного массива
1 – границы габброидных массивов; 2-3 – разрывные нарушения: 2 – главные; 3– второстепенные.
Растровая подложка – карта локальной составляющей аномального магнитного поля.

Хоросотосский массив имеет овальную форму и размеры 12×16 км. Он имеет выраженное концентрически-зональное строение в виде серий концентрических локальных аномалий шириной 200-500 м. Отмечаются участки слияния и расщепления аномалий, в результате чего количество выявленных концентрических и дуговых аномалий в массиве составляет 20-25. Данные локальные аномалии обусловлены чередованием обособлений габброидов, в разной степени обогащенных титаномагнетитом. Границы массива фиксируются по смене ориентировки дуговых аномалий. В северо-восточном направлении поверхность массива погружается, о чем

свидетельствует уменьшение контрастности аномалий, нарастание расплывчатости линейных форм. Смещения осей линейных аномалий позволяют выявить элементы разрывной тектоники в виде радиальных трещин, развитых внутри массива и транзитных разломов, уходящих за его пределы. К Хоросотосскому массиву примыкают несколько габброидных массивов-сателлитов, границы между которыми фиксируются по смене ориентировки систем линейных аномалий. Данные массивы присутствуют в виде фрагментов, сохранившихся после воздействия более поздних интрузий в процессе их многофазного становления.

К рассмотренным массивам габброидов харампэйско-масловского комплекса приурочены залежи титаномagnetитовых руд магматогенного типа. Обогащение титаномagnetитом обособлений габброидов определенного типа позволило выявить внутреннюю структуру массивов с применением магниторазведки. По сближенным и сливающимся участкам пород повышенной намагниченности можно оконтуривать железорудные залежи. Интрузии харампэйско-масловского комплекса отнесены в островодужному геодинамическому типу [2].

Габброиды юньягинского габбро-диорит-гранитового комплекса (D_{1-2}) образуют небольшие тела, отражающиеся локальными субизометричными аномалиями и их сближенными группами. Часть фиксируемых магниторазведкой интрузий не выходят на поверхность. Небольшие размеры тел не позволяют выявить элементы их внутренней структуры при данной детальности работ. С габбро-диоритами юньягинского комплекса связаны проявления железных руд скарного типа.

Становление массивов базитов и ультрабазитов происходило в течение длительного времени, что и обусловило сложность их внутреннего строения. В процессе застывания магмы осуществлялось перераспределение вещества при образовании минеральных форм, и возникала магматогенная расслоенность, давшая основу внутренней структуры интрузивных массивов [4]. При поступлении новых порций магматического материала происходило частичное переплавление пород и усложнение внутренней структуры массивов. Завершение формирования структуры плутонов происходило на поздних стадиях застывания магм и образования трещин отдельности. На более поздних этапах происходило усложнение формы массивов в результате наложенных метаморфических и тектонических и процессов.

1. Гурская Л.И., Смелова Л.В. Платинометальное минералообразование и строение массива Сыум-Кеу (Полярный Урал)// Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45, № 4. С. 353-371.

2. Кузнецов Н.Б., Куликова К.В. Палеозойские комплексы и структуры Сыумкеу-Щучьинского района Полярного Урала. Статья 1. Тектоническая структура // Бюл. МОИП, отд. геол. 2008. Т.83, вып. 3. С. 3-12.

3. Ленных В.И., Перфильев А.С., Пучков В.Н. Особенности внутренней структуры и метаморфизма альпинотипных офиолитовых массивов Урала // Геотектоника. 1978. №4. С. 3-22.

4. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.

ХРОМИТОВЫЕ РУДЫ ОФИОЛИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА (ОСПИНСКО-КИТОЙСКИЙ И ХАРАНУРСКИЙ РАЙОНЫ)

О.Н. Киселева, С.М. Жмодик, Л.В. Агафонов

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
Россия, kiseleva_on@igm.nsc.ru, zhmodik@igm.nsc.ru, ofiolit@igm.nsc.ru*

CHROMITITE ORES OF EAST SAYAN OPHIOLITES (OSPINSKO-KITOYSKIY AND HARANURSKIY AREAS)

O.N. Kiseleva, S.M. Zhmodik, L.V. Agafonov

*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia,
kiseleva_on@igm.nsc.ru, zhmodik@igm.nsc.ru, ofiolit@igm.nsc.ru*

Compositions of chromite and accomanig mineralogy of PGE in podiform chromitites ophiolite complexes reflect the different geodynamic environments and ore matter source. A composition of chromitites Ospinsko-Kitoyskogo and Haranurskogo ultrabasite massifs (East Sayan) was studied. Based on these data identified variations of chromites and two type PGE mineralization.

Химические составы хромшпинелидов и сопутствующих минералов ЭПГ (элементов платиновой группы) в подиформных хромититах офиолитовых комплексов отражают различные геодинамические процессы и источники рудного вещества. Изучен вещественный состав хромитовых руд Оспинско-Китойского и Харанурского ультрабазитовых массивов (Восточный Саян). На основании полученных данных выделены разновидности хромшпинелидов и 2 типа платинометалльной минерализации.

Оспинско-Китойский и Харанурский массивы представляют собой интенсивно деформированные тектонические покровы, входящие в состав офиолитового пояса, представленного в виде двух ветвей – Северной и Южной, обрамляющих Гарганскую «глыбу» [3]. Массивы сложены в основном дунитами, гарцбургитами, часто серпентинизированными и углеродизированными. Широко представлены продукты метасоматического преобразования ультрабазитов – тальк-карбонатные породы, листвениты и родингиты. В пределах обоих массивов выявлено большое количество разномасштабных рудопроявлений хромититов, приуроченных к участкам серпентинизированных дунитов: Зун-Оспинское, Ильчирское, Хуша-Гольское, Горлык-Гол-Дабанжалгинское, Харанурское, Улан-Сарьдагское, которые часто приурочены к участкам серпентинизированных дунитов. Хромититы формируют как небольшие вытянутые тела размером до 400×20м (шлиры, гнездовые обособления, жилы), так и разрозненные участки, обогащенные вкрапленной хромшпинелевой минерализацией.

По форме залегания и структурному положению хромитовых тел среди них можно выделить два типа:

1) линзы, шлиры; шлирово-полосчатые тела хромититов; сплошные сливные руды в серпентинитах и дунитах, реже в переходах от дунитов к гарцбургитам. Они приурочены к трещинам субширотного простирания; зерна хромшпинелидов локализованы в виде линейных сегрегаций с теми же элементами залегания. С этими рудопроявлениями пространственно связаны наложенные тела энстатититов;

2) поздняя хромитовая минерализация, представленная жильными хромитовыми телами. Жилы массивных хромититов имеют секущее соотношение с элементами протополосчатости массива и шлировой хромитовой минерализации. Жилы приурочены к трещинам меридионального направления, по которым смещаются шлиры и полосы ранних хромитовых тел.

Хромитовые руды имеют следующий минеральный состав: хромшпинелиды 10-95% (от убоговкрапленных до сплошных), силикаты 10-80%; сульфиды, арсениды Ni, Pb, Fe, интерметаллические соединения - Ni_3Fe , минералы платиновой группы (Ru, Ir, Os и др.), Au, Ag. Хромититы имеют гипидиоморфнозернистую мелко-, среднезернистую структуры. Силикаты в хромититах представлены оливином и вторичными продуктами изменения: серпентином, реже тальком, карбонатом, они

образуют неправильные зерна и агрегаты в межзерновых пространствах и по трещинкам. Магнетит развивается по периферии и трещинкам хромшпинелидов. Часто в хромититах присутствует хромсодержащий хлорит (кеммерерит). Изредка в хромититах встречается клинопироксен, амфибол. Для минералов ультрабазитов и хромититов установлены пластические (в оливинах) и хрупкие (в хромшпинелидах) деформации [2]. Исследование внутреннего строения зерен показывает, что среди них имеются как свежие, хорошо сохранившиеся, слаботрещиноватые зерна и их агрегаты, так и зерна и агрегаты, секущиеся субпараллельными и достаточно широкими трещинами, заполненными вторичными минералами.

Химический состав хромшпинелидов определялся методом рентгеноспектрального микроанализа. Состав хромшпинелидов варьирует от собственно хромитов до хромпикотитов (рис.1). По содержанию Al_2O_3 , $FeO_{общ}$, Cr_2O_3 практически на каждом участке было выделено несколько разновидностей хромшпинелидов (табл. 1). В рассматриваемых шпинелидах установлены низкие содержания NiO (0-0,04 вес. %), V_2O_5 (0,06-0,28 вес. %), TiO_2 (0-0,07 вес. %), что является характерной чертой хромшпинелидов подформных хромититов из офиолитовых комплексов. Хромититы исследуемых массивов по химическому составу очень сходны с хромититами Кемпирсайского (Казахстан), Рай-Из (Полярный Урал), и монгольских ультрабазитовых массивов, все они относятся к подформным хромититам офиолитовых комплексов [1, 4, 7].

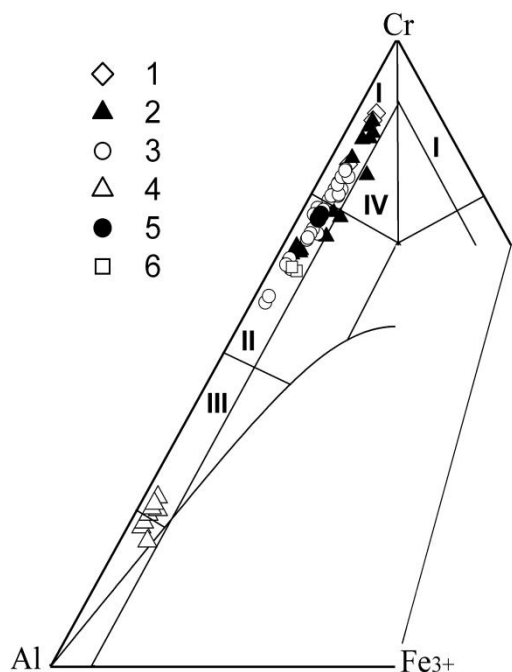


Рис. 1. Диаграмма составов хромшпинелидов из хромитовых руд Восточного Саяна. Поля составов по Павлову Н.В. [7]: I - хромит; II - алюмохромит; III - хромпикотит; IV - субферрихромит. Хромшпинелиды из рудопроявлений: 1 — Зун-Оспинкое; 2 — Харанурское; 3 — Ильчирское; 4 — Хуша-Гольское; 5 — Горлык-Гол-Дабанжалгинское; 6 — Улан-Сарьдагское.

Следует отметить ряд особенностей состава рудных хромшпинелидов. В отдельных зернах обнаруживается зональность, при которой центральная часть сложена нормальными хромшпинелидами с содержанием Al_2O_3 12-16 вес. %, а краевая часть зерна обеднена Al_2O_3 (1,5-6 вес. %). Обогащена $FeO_{общ}$ (20-35 вес. %) и Cr_2O_3 . В одном образце хромитита с Ильчирского участка хромшпинелиды представлены двумя разновидностями: низко Ti (0-0,04 вес. %) и с повышенным содержанием Ti (0,3-1 вес. %) и ассоциируют с диопсидом, амфиболом, апатитом. К этому типу хромититов приурочены высокие содержания Pt, Pd, Rh с [Rh-Pt-Cu-Ni-Fe] минерализацией [6; авторские данные]. В углеродизированных хромититах хромиты находятся в тесной ассоциации с ильменитом, магнетитом, гематитом, амфиболом, биотитом, цирконом. Стоит отметить, что ильменит установлен только в углеродизированном хромитите. Из платиноидов в хромититах данного типа обнаружено 2 зерна лаурита RuS_2 .

Оливины и хромшпинелиды из ультрабазитов имеют составы, сравнимые с составами этих минералов в мантийных перидотитах (рис 2а). [8]. По основным химическим параметрам главных минералов в дунитах и гарцбургитах, ультрабазиты относятся к крайне истощенным перидотитам. Фигуративные точки составов

акцессорных и рудных хромшпинелидов либо попадают, либо группируются вблизи полей островодужных дунитов и перидотитов (рис. 2б).

Табл. 1.

Средние составы рудных хромшпинелидов Оспинско-Китойского и Харанурского ультрабазитовых массивов

Уч-ок	Группа	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	V ₂ O ₅	ZnO	NiO	Cr#	Al#	f#
Харанур	1	0,11	12,87	57,82	16,53	1,95	0,11	10,78	0,11	0,01	0,00	79	18	62
	2	0,05	6,42	64,52	18,14	2,64	0,20	9,59	0,11	0,01	0,02	88	9	65
Зун-Оста	3	0,01	5,70	65,61	16,05	2,34	0,19	10,51	0,20	0,02	0,00	89	8	60
Ильчир	4	0,04	14,26	56,10	15,66	2,28	0,18	12,02	0,15	0,02	0,01	77	20	56
	5	0,00	10,85	54,34	18,85	2,44	0,00	8,21	0,16	0,37	1,47	80	16	70
	6.1	0,00	10,17	59,91	21,12	3,08	1,21	7,94	0,00	0,31	0,00	82	14	73
	6.2	0,57	10,01	59,91	21,04	3,06	0,67	7,81	0,07	0,45	0,01	81	14	73
Хуша-Гол	7	0,06	13,50	58,01	13,37	1,95	0,13	13,47	0,15	0,01	0,01	79	18	50
	8	0,00	3,18	64,90	14,31	2,08	3,48	9,62	0,00	2,13	0,00	92	4	60
	9.1	0,00	16,20	53,50	14,74	2,15	0,00	12,80	0,10	0,00	0,00	74	23	54
	9.2	0,00	15,72	49,17	29,91	4,36	0,81	2,53	0,00	0,52	0,00	52	23	92
	9.3	0,00	1,55	57,38	30,77	4,48	0,98	0,88	0,18	0,56	0,00	64	2	97
Улан-Сарьдаг	10	0,02	17,89	50,63	20,44	2,98	0,29	9,47	0,18	0,21	0,00	71	25	68

Примечание: Cr# = $100 \cdot \text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})$; A = $100 \cdot \text{Al} / (\text{Al} + \text{Cr} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti})$; f = $100 \cdot \text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$; 1-3, 7, 8 – хромититы с Os-Ir-Ru платиноидной минерализацией; 4, 5, 10 – хромититы, не содержащие МПГ; 6.1, 6.2 - хромшпинелиды с Pt-Cu-Ni-Fe платиноидной минерализацией; 9.1 – 9.3 – углеродизированные хромититы.

Структурное положение хромититов и особенности химического состава как рудных, так и акцессорных хромшпинелидов в ультрамафитах изученных массивов находят свое объяснение в рамках модели *реакционного взаимодействия примитивных мантийных мафитовых расплавов с реститовыми перидотитами* в комбинации со смешением различных по составу магм [8, 11]. Вариации в составе рудных хромшпинелидов обусловлены следующими факторами: степенью частичного плавления верхней мантии; деформационной составляющей; образованием во флюидонасыщенной супрасубдукционной обстановке. Последний фактор оказывает влияние и на состав платинометалльной минерализации. Полученные данные не противоречат и в полной мере соответствуют ситуации, возникшей в результате формирования Саяно-Байкало-Муйского аккреционно-коллизийного пояса и пространственного совмещения на территории юго-восточной части Восточного Саяна океанических и островодужных комплексов [3, 5].

Авторы выражают благодарность Б.Б. Дамдинову за предоставленный образец углеродизированного хромитита.

1. Агафонов Л.В., Лхамсурэн Ж., Кужугет К.С, Ойдул Ч.К. Платиноносность ультрамафит-мафитов Монголии и Тувы. Улаанбаатар, 2005. 224 с.

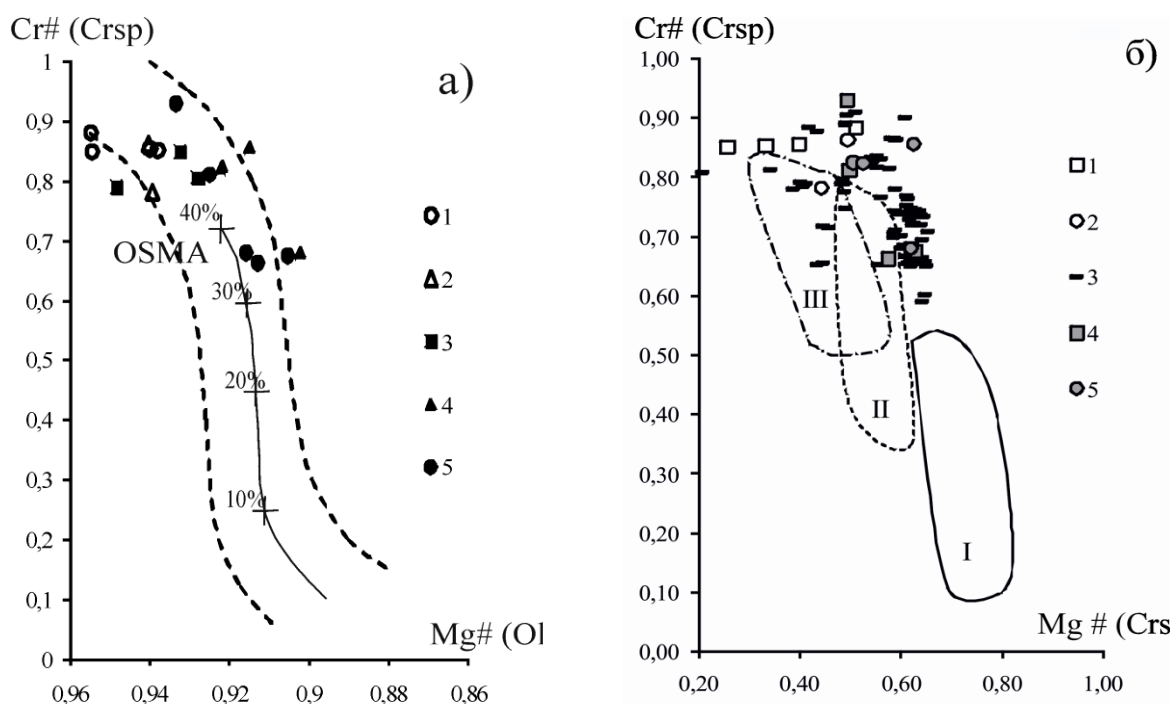


Рис. 2. а) зависимость хромистости $Cr\#$ хромшпинелида (Cr_{sp}) от магнезиальности $Mg\#$ оливина (Ol) в дунитах, гарцбургитах и хромититах Оспинско-Китойского массива. Пунктирной линией показана область составов равновесных оливин-хромшпинелевых мантийных парагенезисов (OSMA) [8]; б) зависимость $Cr\#$ от $Mg\#$ хромшпинелидов; поля составов по [9, 10] хромшпинелидов из: I - абиссальных перидотитов; островодужных II - дунитов, III - перидотитов. Акцессорные и рудные хромшпинелиды Оспинско-Китойского массива 1, 2, 3 - дуниты, гарцбургиты, хромититы (авторские данные); 4, 5 - дуниты, гарцбургиты по данным Анциферовой А.Н. [2].

2. Анциферова Т.Н. Петролого-минералогические особенности гипербазитов Оспинского массива. Дисс... канд. геол.-минер. наук. Улан-Удэ. 2006. 172 с.

3. Добрецов Н.Л. и др. Геология и метаморфизм Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1988. 192 с.

4. Гурская Л. И., Смелова Л.В., Колбанцев Л.Р., Ляхницкая В.Д., Ляхницкий Ю.С., Шахова С.Н. Платиноиды хромитонесных массивов Полярного Урала. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2004. 306 с.

5. Жмодик С.М., Миронов А.Г., Жмодик А.С. Золотоконцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). Новосибирск: ГЕО, 2008. 304 с.

6. Орсов Д.А., Толстых Н.Д., Кислов Е.В. Минерал состава $PtCu_3$ из хромититов Оспинско-Китойского гипербазитового массива (В. Саян) // Записки ВМО. 2001. Ч. СХХХ, №4. 2001. С. 61-71.

7. Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968. 197 с.

8. Arai S., Yurimoto H. Podiform chromitites from the Tari-Misaka ultramafic complex, southwestern Japan, as melt-mantle interaction products // Econ. Geol. 1994. V. 89. P. 1279-1288.

9. Dick H.J.B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine type peridotites and spatially associated lavas // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 86. P. 54-76.

10. Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc // Proc. ODP. Sci. Res. 1992. V. 125. P. 445-485.

11. Zhou M. F., Robinson P.T., Malpas J., Li Z. Podiform chromitites in the Luobusa ophiolite (southern Tibet): implications for melt - rock interaction and chromites segregation in the upper mantle // J. Petrology.1996. V. 37. P. 3-21.

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РИФЕЙСКИХ РИФТОГЕННЫХ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ С ПЛАТИНОМЕТАЛЬНО- МЕДНО-НИКЕЛЕВЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ

Е.В.Кислов

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, evg-kislov@ya.ru

GEOLOGICAL-GENETIC MODEL OF RIFEAN RIFT RELATED MAFIT- ULTRAMAFIT COMPLEXES WITH PGE-Ni-Cu MINERALIZATION

E.V. Kislov

Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia, evg-kislov@ya.ru

The Riphean (Late Proterozoic) PGE-Ni-Cu metallogenic epoch is chosen. It is characterized by tholeiitic composition of ore-bearing intrusions initial magmas. The main part of massifs belongs to dunite-troctolite-gabbro formation and represents the part of volcano-plutonic associations. The ore-bearing intrusions formation is connected with mantle plume activity in continental rift zones. Contact and fluid-magmatic interaction made significant influence upon rocks and ore genesis processes/

Основными промышленными источниками Ni и элементов платиновой группы (ЭПГ) остаются архейские коматиитовые месторождения Австралии и Канады, раннепротерозойские норитовый массив Садбери и пикродолеритовые тела Печенги, пермо-триасовые пикродолеритовые массивы Норильск-Талнахского района, латеритные коры выветривания Австралии, Индонезии, Новой Каледонии и других стран. Архейские и раннепротерозойские дунит-гарцбургит-бронзитит-габброноритовые массивы Бушвельд, Стиллуотер, Великая дайка – основные источники малосульфидных руд ЭПГ. Небольшой вклад в добычу дают месторождения пятиэлементной формации (Ni) и россыпи (ЭПГ). В последнее время месторождения сульфидных ЭПГ-Cu-Ni и малосульфидных ЭПГ руд обнаружены в ряде рифейских ультрамафит-мафитовых интрузивов, входящих в состав вулcano-плутонических ассоциаций континентальных рифтогенных структур, что позволило выделить рифейскую ЭПГ-Cu-Ni металлогеническую эпоху наряду с выделяемыми ранее архейской, раннепротерозойской и пермско-триасовой.

Архейские сульфидные Cu-Ni месторождения генетически связаны с коматиитовыми покровами зеленокаменных поясов Австралии, Африки, Канады, Гренландии и Финляндии. В это время проявления плутонической фации никеленосных комплексов редки и, в основном, представлены субвулканическими интрузивами, родственными коматиитовым покровам.

Раннепротерозойская металлогеническая эпоха характеризуется развитием интрузивного ультрамафит-мафитового магматизма и заметным спадом ультраосновного вулканизма. В это время формировался комплекс расслоенных интрузивов докембрийских щитов гарцбургит-бронзитит-анортозит-норитовой формации.

На рубеже раннего и позднего протерозоя после лапландской коллизии произошло резкое изменение характера магматизма. Исчезли магматические формации анортозитовая и гранитов рапакиви; зеленокаменные пояса с широко проявленным

коматиитовым вулканизмом сменяются преимущественным развитием офиолитовых серий. Смена состава родоначальных магм Ni-носных плутоногенных формаций с коматиитового на толеитовый, характерный для рифейских никеленосных интрузивов. В координатах «железистость-титанистость» все раннепротерозойские комплексы попадают в поле бонинитов, а рифейские – толеитов. Большинство рифейских Ni-носных интрузивов относится к дунит-троктолит-габбровой формации.

Ранее считалось [4], что столь радикальное изменение состава никеленосных комплексов привело к их низкой продуктивности в отношении сульфидного оруденения. Но исследования последнего времени свидетельствуют об обратном. Ряд таких интрузивов несет как сульфидное ЭПГ-Cu-Ni, так и малосульфидное ЭПГ оруденение, например, Йоко-Довыренский массив в Северном Прибайкалье.

Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый плутон залегает в рифейских карбонатно-терригенных отложениях осевой части Сыннырской рифтогенной структуры. Сформирован $728 \pm 3,4$ млн. лет назад [2]. Пространственная, вещественная и возрастная близость позволили объединить Йоко-Довыренский массив и базальты Сыннырской рифтогенной структуры в единую вулканно-плутоническую ассоциацию. Сульфидное ЭПГ-Cu-Ni (с повышенным содержанием Co) оруденение массива разведывалось в начале 60-х годов XX в. Наиболее богатая минерализация сконцентрирована в нижней контактовой зоне, несущей явные признаки контаминации. Малосульфидное оруденение ЭПГ обнаружено в последние годы и зафиксировано в горизонтах («рифках»), характеризующихся максимальной петрографической и минералогической неоднородностью, на границах крупных составных частей расслоенной серии. Возраст, геодинамическое положение, контактовые процессы и металлогеническая специализация объединяют Йоко-Довыренский массив с другими расслоенными интрузивными комплексами. Их сравнение приведено в следующей последовательности: название интрузива, возраст; геодинамическое положение; типы пород; признаки контактового взаимодействия; оруденение; ссылки.

Сыннырская рифтогенная структура (Олокитский прогиб): Йоко-Довыренский - $728 \pm 3,4$ млн. лет; континентальный рифт, плюм, вулканно-плутонический комплекс; дунит, троктолит, габбро; ксенолиты скарнов, контаминация; сульфидное Cu-Ni, малосульфидное ЭПГ. Малоизученные ультраосновные тела с сульфидным Cu-Ni оруденением и признаками коровой контаминации, самое крупное – Авкитский массив [1, 2, 5, 6]. Возможно, Кингашский, Талажинский и другие интрузивы Присяяня можно параллелизовать с интрузивами Сыннырской рифтогенной структуры, что дает возможность говорить о крупной магматической провинции.

Рифтогенная структура Мидконтинент (магматизм Кивинован): Дулут (Миннесота, США) - 1120 млн. лет; континентальный рифт, плюм, вулканно-плутонический комплекс; троктолит, анортозит; ксенолиты роговиков, контаминация; сульфидное Cu-Ni, малосульфидное ЭПГ, ильменит-титаномagnetитовое. Интрузивы озера Верхнее (Онтарио, Канада): Кристалл лэйк (месторождение Грэйт Лэйкс Никел) - континентальный рифт; перидотит, норит, анортозит; ксенолиты роговиков; малосульфидное ЭПГ [8]; Джодье лэйк (месторождение Макрае) - 1108 млн. лет; континентальный рифт; троктолит, габбро; малосульфидное ЭПГ [10, 12, 15]; Ту дак лэйк (месторождение Маратон) - континентальный рифт; габбро; ксенолиты эффузивов и габбро, контаминация; малосульфидное ЭПГ [10, 11, 16].

Маскоккс (Нунавут, Канада) - 1270 млн. лет; континентальный рифт, плюм, вулканно-плутонический комплекс; дунит, перидотит, пироксенит, габбро; контаминация; сульфидное Cu-Ni, малосульфидное ЭПГ [9].

Войсис Бэй (Лабрадор, Канада) - 1333 млн. лет; троктолит, анортозит; ксенолиты гнейсов, контаминация; сульфидное Cu-Ni [8]. Базальты, предположительно

комагматичные Дулуту (Кивино), Маскоксу (Коппермайн ривер) и Войсис Бэю (Силл лэйк), несут оруденение самородной меди. В базальтах Сыннырской рифтогенной структуры такое оруденение пока не обнаружено.

Джинчуан (Ганьсу, Китай) - 832 млн. лет; континентальный рифт, плюм, вулканно-плутонический комплекс; перидотит; скарны, контаминация; сульфидное Cu-Ni [7 и ссылки в этой работе].

Пояс интрузивов Кабанга - Мусонгати (Западная Танзания – Бурунди) – 1400 млн. лет; континентальный рифт; перидотит, оливиновое габбро, анортозит, габбронорит; контаминация; сульфидное Cu-Ni, малосульфидное ЭПГ, никель-латеритное, V-содержащее ильменит-титаномагнетитовое [13, 14].

Обращает на себя внимание сходство металлогенической специализации рифейских ультрамафит-мафитовых комплексов в составе континентальных рифтогенных структур. Так, для массивов Йоко-Довыренского, Дулут и Максокс, пояса Кабанга-Мусонгати характерны как сульфидные ЭПГ-Cu-Ni руды, так и малосульфидное оруденение ЭПГ. Для интрузивов Войсейс Бей и Джинчуан свойственны только богатые сульфидные ЭПГ-Cu-Ni руды. Это может быть вызвано особенностью кинетики заполнения интрузивной камеры, приведшей к резкому осаждению всего потенциального оруденения. Другой причиной может быть недостаточная изученность в случае Войсейс Бей и отсутствие расслоенной серии из-за эрозии в случае Джинчуан. Для интрузивов оз. Верхнее характерно только малосульфидное оруденение ЭПГ, что соответствует их формированию из небольших порций магмы, претерпевшей фракционирование в промежуточной камере, где и закристаллизовался основной ее объем. В некоторых случаях в габброидных дифференциатах отмечается ильменит-титаномагнетитовое оруденение (Дулут, Кабанга-Мусонгати). Латеритное оруденение характерно для слабо эродированного интрузива Мусонгати, расположенного в экваториальной области.

Анализ геодинамического положения и состава рудоносных рифейских ультрамафит-мафитовых интрузивов позволяет сделать следующие выводы. Рифейская ЭПГ-Cu-Ni металлогеническая эпоха характеризуется толеитовым составом родоначальной магмы рудоносных интрузивов. Большинство их относится к дунит-троктолит-габбровой формации и входит в состав вулканно-плутонических ассоциаций. Формирование рудоносных интрузивов связано с активностью мантийных плюмов в зонах континентального рифтогенеза. Рифт обеспечивал крупным объемам продуктивной магмы достижение верхней части земной коры. Значительный объем магмы, насыщенный сульфидами, позволял сформировать крупное рудное тело. Развитие мантийных плюмов сопровождалось высокой степенью парциального плавления, так что рудные компоненты не могли оставаться в мантии. В результате этого магма содержала достаточное количество ЭПГ, Ni и Cu для формирования руды. На ранних стадиях рифтогенеза на периферии плюмов кора прогибалась, осадки заполняли рифт. Исходный расплав в подводящих каналах и гипабиссальных камерах активно взаимодействовал с породами фундамента, рыхлыми карбонатными и терригенными осадками. Контактное взаимодействие с вмещающей толщей сыграло решающую роль в локализации сульфидного Cu-Ni оруденения. Избирательная контаминация без существенной валовой ассимиляции обогащала магму водой, щелочами, S, вероятно, также Cl, SiO₂ и органическим веществом, что определило сложный состав магматического флюида. Флюидно-магматическое взаимодействие оказывало значительное влияние на процессы петро- и рудогенеза. Обогащенные хлором восстановленные флюиды экстрагировали, переносили и накапливали ЭПГ, Cu и другие компоненты, что приводило к формированию малосульфидной ЭПГ минерализации.

Работа выполнена при поддержке проекта МПГК № 592 "Образование континентальной коры в Центрально-Азиатском складчатом поясе в сравнении с современными структурами Западной Пацифики"

1. Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В. и др. Довыренский интрузивный комплекс: проблемы петрологии и сульфидно-никелевой минерализации // Геохимия. 2009. № 5. С. 451-480.
2. Арискин А.А., Костицын Ю.А., Конников Э.Г. и др. Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия, в печати.
4. Горбунов Г.И., Генкин А.Д., Дистлер В.В. Геолого-структурные и петрологические условия формирования медно-никелевых месторождений СССР // Металлогения и рудные месторождения. Доклады 27 Международного геологического конгресса. Т. 12. Секция С12. М., 1984. С. 184-195.
5. Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1998. 265 с.
6. Кислов Е.В. Авкитское медно-никелевое проявление в поле Холоднинского свинцово-цинкового месторождения и его аналоги // Анализ состояния и развития Байкальской природной территории: минерально-сырьевой комплекс. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2006. С. 24-27.
7. Кислов Е.В. Новые данные по петрологии и рудообразованию платинометалльно-медно-никелевого месторождения Джиньчуань (Ганьсу, Китай) // Минералогия Северо-Восточной Азии. Улан-Удэ: ИД «Экос», 2011. С. 71-74.
8. Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. СПб.: СПбГУ, 2003. 487 с.
9. Barnes S.-J., Zientek M.L., Seversen M.J. Ni, Cu, Au, and platinum-group element contents of sulphides associated with intraplate magmatism: a synthesis // Canadian Journal of Earth Sciences, 1997. V. 34, № 4. P. 337-351.
10. Barrie C.T., MacTavish A.D., Walford P.C. et al. Contact-type and magnetite reef-type Pd-Cu mineralization in ferroan olivine gabbros of the Coldwell complex, Ontario // Cabri L.J. (Ed.) Can. Inst. Min. Metall. Petrol. Spec. The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group elements. 2002. V. 54. P. 321-337.
11. Good D.J., Crocket J.H. Genesis of the Marathon Cu-Platinum-group element deposit, Port Coldwell alkaline complex, Ontario: a Midcontinent rift-related magmatic sulphide deposit // Economic Geology. 1994 a. V. 89, № 1. P. 131-149.
12. Good D.J., Crocket J.H. Origin of albite pods in the Geordie Lake gabbro, Port Coldwell alkaline complex, Northwestern Ontario: evidence for late-stage hydrothermal Cu-Pd mineralization // Canadian Mineralogist. 1994 b. V. 32, № 3. P. 681-701.
13. Maier W.D., Barnes S.-J., Bandyayera D. et al. Early Kibaran rift-related mafic-ultramafic magmatism in western Tanzania and Burundi: petrogenesis and ore potential of the Kapalagulu and Musongati layered intrusions // Lithos. 2008. V. 101. P. 24-53.
14. Maier W.D., Barnes S.-J., Ripley E.M. The Kabanga Ni sulfide deposits, Tanzania: a review of ore-forming processes // Reviews in Economic Geology. 2011. V. 17. P. 217-234.
15. Mulja T., Mitchell R.H. The Geordie Lake intrusion, Coldwell complex, Ontario: a palladium- and tellurium-rich disseminated sulfide occurrence derived from an evolved tholeiitic magma // Economic Geology. 1991. V. 86, № 5. P. 1050-1069.
16. Watkinson D.H., Ohnenstetter D. Hydrothermal origin of platinum-group mineralization in the Two Duck Lake intrusion, Coldwell complex, Northwestern Ontario // Canadian Mineralogist. 1992. V. 30. P. 121-136.

МАФИТОВЫЕ ДАЙКИ УСТЬ-СЕМИНСКОЙ СВИТЫ В КАТУНСКОЙ ЗОНЕ ГОРНОГО АЛТАЯ

Е.В. Курганская, В.А. Симонов, И.Ю. Сафонова, С.В. Ковязин
*Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия,
e.kurganskaya@gmail.com*

MAFIC DYKES OF THE UST'-SEMA FORMATION IN THE KATUN' ZONE OF GORNY ALTAI

E.V. Kurganskaya, V.A. Simonov, I.Yu. Safonova, S.V. Kovyazin
*Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia,
e.kurganskaya@gmail.com*

The Ust'-Syoma Fm. is located in northern Gorny Altai, within the Katun' accretionary complex. It consists of Middle Cambrian dikes and lavas, which are subalkaline and transitional basalts having variable MgO (5.75 to 14.77) and Al₂O₃ (7.51 to 20.61), respectively; SiO₂=45.0-54.2; Fe₂O₃=8.5-12.3; TiO₂=0.58-0.89; P₂O₅=0.1-0.28 wt. %. The Ust-Syoma basalts have characteristic porphyric texture with diopside and plagioclase phenocrysts up to 5 mm size that makes them similar to lamprophyres. All the samples are characterized by wide variation of alkalis and LILE (Na₂O=0.8-3.8; K₂O=0.2-3.34; Rb=1.1-69; Sr=3.5-817) possibly due to their mobility during post-magmatic alteration. The rocks are characterized by zero to weakly enriched LREE (La/Sm_N=0.85-1.7) and depleted Nb (Nb/La_{pm}=0.3-0.8; Nb/Th_{pm}=0.2-0.99). Generally, the Ust-Syoma basalts are compositionally close to MORB and IAT. Low TiO₂, Nb and LREE at medium to high #Mg suggest their formation during ridge subduction. The typical IAT chemical features (low Ti, La/Nb_{pm}<Th/Nb_{pm}, La/Sm_N=1.3, etc.) are thought to be inherited from the mantle wedge, which the basaltic melts were ascending through. The work was supported by IGCP#592 project "Continental construction in Central Asia" sponsored by UNESCO-IUGS.

Катунская зона Горного Алтая (рис. 1) является аккреционным комплексом Кузнецко-Алтайской островной дуги, сформированной на окраине Сибирского континента в ходе поздненеопротерозойско-кембрийской субдукции океанической коры Палео-Азиатского океана [1]. Катунский аккреционный комплекс (АК) расположен в северной части Горного Алтая и включает раннекембрийские океанические базальты манжерокской, эсконгинской и улус-чергинской свит и среднекембрийские вулканиты усть-семинской свиты [2]. Последние представлены дайками мощностью до 10 метров порфировых базальтов, долеритов и габбро, которые прорывают образования аккреционного клина и формируют комплекс параллельных даек. Дайки имеют субмеридиональное простирание и встречаются на всей территории Катунской зоны [3].

Базальты усть-семинской свиты отбирались в районе пос. Усть-Сема и Чепош (рис. 1Б). Они представлены крупнопорфировыми темно-серыми разностями с зеленоватыми вкрапленниками клинопироксена размером до 5 мм (рис. 2). Вкрапленники клинопироксена по составу соответствуют диопсиду (Во₃₈₋₄₂Эн₄₂₋₅₂Фс₀₋₁₂) и диопсид-салиту (Во₃₄₋₄₁Эн₃₈₋₄₇Фс₁₋₁₂) (рис. 3). Для них характерно уменьшение Ti с ростом Al и уменьшение содержаний Cr с ростом Mg#, что предполагает минимальную кристаллизационную дифференциацию титаномагнетита [2].

По химическому составу базальты усть-семинской свиты близки к базальтам типа N-MORB по содержанию большинства как породообразующих, так и редких элементов, но имеют более низкие концентрации Ti и более высокие отношения Al₂O₃/TiO₂, Sr/Y и Zr/Nb (рис. 4). Они характеризуются широким разбросом значений Mg# и SiO₂ (44-63 и 45.0-54.2 мас.% соответственно) при достаточно узком диапазоне

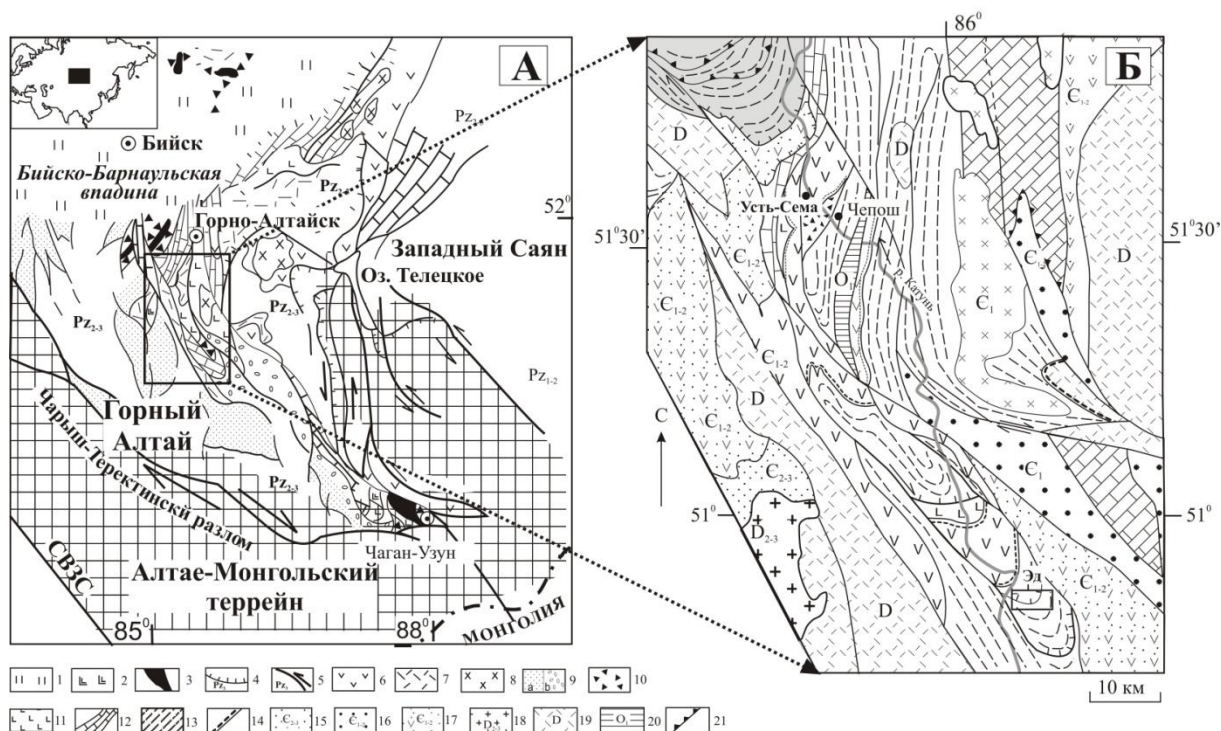


Рис. 1. А - западная часть Алтае-Саянской складчатой области [1]. Б - геологическая схема Катунского АК [4]. 1 - Ng-Q, 2 - базальты типа N-MORB, 3 - Чаган-Узунские офиолиты, 4 - надвижки, 5 - сдвиги; 6-9 - Кузнецко-Алтайская островная дуга (V_3 - C_1): 6, 7 - толеит-бонинитовые (6) и известково-щелочные (7) вулканиты; 8 - габброиды, 9 - Ануйско-Чуйский преддуговой бассейн (а - флиш, б - олистостромы), C_{2-3} ; 10 - олистостромы и меланжи; 11-13 - палеосимаунт (V_3 - C_1): 11 - базальты, 12 - карбонаты, 13 - склоновые фации; 14 - базальные конгломераты (C_2), 15-17 - преддуговые турбидиты (15) с андезитобазальтовыми (16) и базальтовыми (17) лавами и туфами; 18 - гранитоиды; 19 - вулканогенно-осадочные породы; 20 - ордовикские осадочные породы, 21 - раннекембрийские разломы. СВЗС - Северо-Восточная зона смятия.

Fe_2O_3 (8.5-12.3 мас.%). Содержания TiO_2 варьируют от 0.53 до 0.89, P_2O_5 =0.1-0.28, Al_2O_3 =13.4-20.6 мас.%. Выделяются две подгруппы с различным содержанием MgO , в среднем 8.8 и 5.2, и Al_2O_3 , в среднем 14.0 и 19.7. Состав высокомагнезиальной подгруппы близок к N-MORB, а низкомагнезиальной - к островодужным базальтам. При этом подгруппы не отличаются друг от друга по характеру распределения REE, то есть по отношениям La/Sm_N , Gd/Yb_N и La/Yb_N , и по распределению нормированных по примитивной мантии редких элементов. Спектры REE плоские с незначительным обогащением LREE: La_N (12.1), La/Yb_N (2.0), La/Sm_N (1.5) и Gd/Yb_N (1.2). Для мультикомпонентных спектров характерны Nb минимумы относительно La и Th (Nb/La_{pm} =0.23-0.79; Nb/Th_{pm} =0.25-0.99). В целом, характер распределения породообразующих и редких элементов предполагает их надсубдукционное происхождение [2].

Кроме составов пород и вкрапленников клинопироксенов, нами были изучены расплавные включения в последних. В результате экспериментов в высокотемпературной микротермокамере с инертной средой был установлен широкий интервал температур гомогенизации - 1145-1215°C [5]. Состав закаленных стекол расплавных включений изучался на микрозонде, и по значениям суммы щелочей он отвечает породам нормальной щелочности. По относительно высоким содержаниям K_2O (0.75-2.0 мас.%), умеренным FeO (5-9 мас.%) и невысоким TiO_2 (0.3-0.9 мас.%) все включения соответствуют известково-щелочным породам. По содержанию SiO_2 и MgO основная группа включений соответствует андезитобазальтам и андезитам. Содержания

титана во включениях прямо пропорциональны железистости, что характерно для пород из развитых островных дуг.

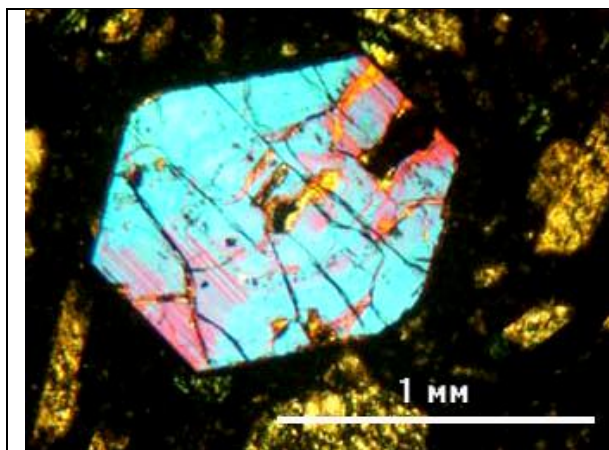


Рис. 2. Фотография клинопироксена из базальта усть-семиинской свиты.

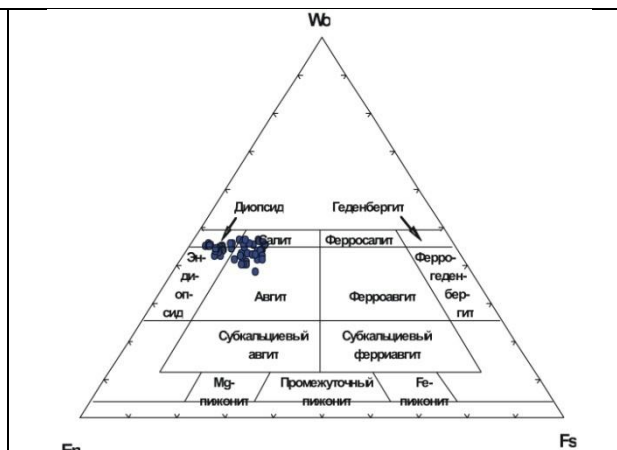


Рис. 3. Состав клинопироксенов из базальтов усть-семиинской свиты.

На основе данных по составам расплавных включений в клинопироксенах были проведены оценки параметров образования из мантийного субстрата первичных расплавов для усть-семиинских пород, показавшие значения температур (1420-1530°C) и глубин (70-100 км) характерные для известково-щелочных островодужных магм.

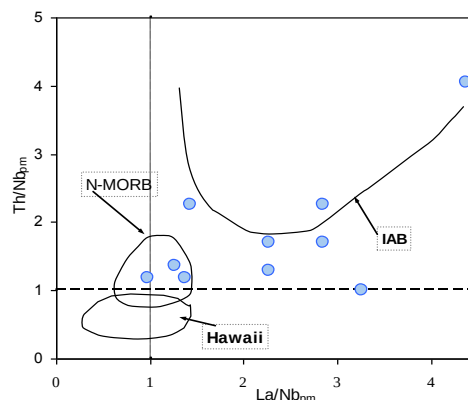
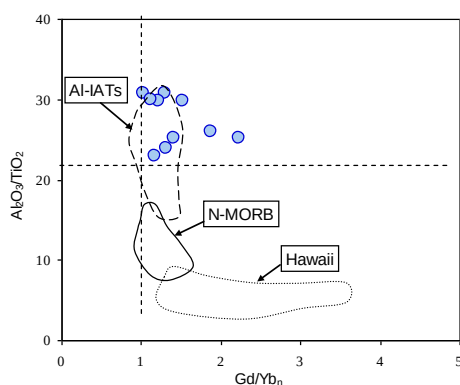


Рис. 4. Диаграммы $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ - Gd/Yb_N (а) и La/Nb_{pm} - Th/Nb_{pm} (б). Поля для толеитов Алеутской дуги (Al-IATs), тихоокеанских N-MORB и базальтов Гавайской горячей точки (Hawaii) показаны для сравнения (www.georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc; [6]).

Содержания редких элементов были проанализированы на ионном зонде. По характеру спектров редкоземельных элементов расплавные включения соответствуют данным по базальтам и андезитам известково-щелочной серии с отчетливым повышением роли легких лантаноидов. На диаграмме Y-Zr точки составов расплавных включений в пироксенах усть-семиинских порфиров близки к хондритовому тренду, характерному для островодужных пород. Анализ соотношений различных редких элементов ($\text{Nb}/\text{Y}-\text{Zr}/\text{Y}$, $\text{Zr}/\text{Nb}-\text{Nb}/\text{Th}$) во включениях свидетельствует о близости усть-семиинских расплавов к островодужным магматическим системам.

Моделирование по программе PETROLOG, проведенное на основе данных по составам гомогенизированных расплавных включений, показало высокие значения расчетной магнезиальности пироксенов [5]. Сравнительный анализ рассчитанных при разных давлениях конфигураций максимумов с графиками реальных составов

минералов показал, что наиболее вероятные параметры отвечают давлениям около 5-6 кбар при кристаллизации вкрапленников в усть-семиринских базальтах.

По экспериментальным данным Куширо и Тацуми высокомагнезиальные толеитовые базальты островных дуг могут выплавляться вблизи вулканического фронта, на глубинах мантии, наиболее близких к ее границе с корой [7]. Поэтому мы предполагаем, что высокомагнезиальные базальты усть-семиринской свиты ($Gd/Yb_n=1.2$; $Mg\#_{cp}=61$) могли образоваться в мантийном клине, то есть в надсубдукционных условиях, при плавлении материала погружающейся океанической плиты в присутствии флюидной фазы. Справедливость предположения особого высокотемпературного мантийного источника для высокомагнезиальных базальтов усть-семиринской свиты подтверждается соответствующими оценками температур кристаллизации (см. выше).

Погружение в зону субдукции гидратированных пород океанической коры привело к повышению фугитивности кислорода, выплавлению более высокотемпературных базальтовых расплавов на границе коры и мантии и образованию высокомагнезиальных усть-семиринских базальтов и андезибазальтов в надсубдукционной обстановке. Поэтому для них и характерны метки островодужных базальтов (низкие Ti , $La/Nb_{pm} < Th/Nb_{pm}$, $La/Sm_n=1.3$), унаследованные от поддуговой мантии, через которую базальтовый расплав поднимался на поверхность.

Наличие даек, относительно высокие температуры кристаллизации, близость состава породообразующих и редких элементов базальтов усть-семиринской свиты к N-MORB позволили И.Ю. Сафоновой и соавторам [2] предположить, что окраинно-континентальная (островодужная) обстановка была нарушена погружением океанического хребта в зону субдукции.

Выделение обстановки субдукции срединно-океанического хребта мы обосновываем следующими фактами: 1) наличие зоны распространения комплекса субвертикальных и субпараллельных даек базальтов в полосе шириной более 200 км; 2) пересечение дайками пород аккреционного комплекса [1, 4]; 3) близкий к БСОХ состав базальтов усть-семиринской свиты, но обедненных титаном в результате фракционирования титаномагнетита из расплава типа DMM; 4) высокие температуры кристаллизации надсубдукционных базальтов усть-семиринской свиты; 5) наличие даек адакитоподобных базальтов, для которых характерны повышенные концентрации MgO (8.3-9.8 мас.%) и Sr (690-820 г/т) и пониженные – Y (9-13 г/т) [8].

Проведенные исследования расплавных включений и клинопироксенов порфировых базальтов усть-семиринской свиты, а также валовых составов пород, свидетельствуют об их формировании при участии известково-щелочных магматических систем андезибазальтового и андезитового составов в палеогеодинамических условиях древней развитой островной дуги, вероятно, осложненной обстановкой субдуцирующего океанического хребта. Эволюция расплавов при формировании свиты происходила с падением магния, кальция и ростом железа, титана, натрия. Существенная часть вкрапленников клинопироксена имеет интрателлурический характер и кристаллизовалась в основном в глубинных условиях при давлениях около 5-6 кбар и температурах 1145-1215°C в присутствии воды.

Работа выполнена при поддержке ЮНЕСКО (UNESCO-IUGS) в рамках проекта № 592 "Continental construction of the Central Asian Orogenic Belt compared to actualistic examples from the Western Pacific".

1. Buslov M.M., Saphonova I.Yu., Watanabe T., Obut O.T., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kazansky A.Yu., Itaya T. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived

terrane with the southern marginal part of the Siberian continent // *Geoscience Journal*. 2001. V. 5, № 3. P. 203-224.

2. Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Симонов В.А., Изох А.Э., Комия Ц., Курганская Е.В. Геохимия, петрогенезис и геодинамическое происхождение базальтов из Катунского аккреционного комплекса Горного Алтая (юго-западная Сибирь) // *Геология и геофизика*. 2011. Т. 52. С. 421-442.

3. Гибшер А.С., Есин С.В., Изох А.Э., Киреев А.Д., Петрова Т.В. Диопсидсодержащие базальты кембрия Чеповской зоны Горного Алтая: модель фракционирования гибридных магм в промежуточных магматических камерах // *Геология и геофизика*. 1996, Т. 38, № 11. С. 1760-1772.

4. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // *Геология и геофизика*. 2004. Т. 45, № 12. С. 1381-1403.

5. Симонов В.А., Сафонова И.Ю., Ковязин С.В., Курганская Е.В., Физико-химические параметры петрогенезиса базальтовых комплексов Катунской зоны, Горный Алтай // *Литосфера*. 2010. № 3. С. 111-117.

6. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins*, Ed. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geology Society London, Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313-345.

7. Куширо И. Генезис магм островных дуг на примере Японских дуг // *Петрология: докл. 27-ой сессии МГК*. М., 1984. Т. 9. С. 122-130.

8. Lytwyn J., Lockhart S., Casey J., Kusky T., Geochemistry of near-trench intrusive associated with ridge subduction, Seldovia Quadrangle, southern Alaska // *Journ. Geophys. Res.* 2000. V. 105, N. B12. P. 27957-27978.

ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ ПОРОД АНЮЙСКОГО ПЛУТОНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ГРАНИЦЫ ПЕРМИ-ТРИАСА-ВЕРХНЕГО ТРИАСА ЧУКОТКИ

Г.В. Леднева¹, Б.А. Базылев², А. Ишиватари³, Н.Н. Кононкова², С.Д. Соколов¹,
П.Л. Тихомиров⁴, М.А. Новикова⁴

¹*Геологический институт РАН, Москва, Россия, ledneva@ilran.ru*

²*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского, Москва,
Россия, bazylev@geokhi.ru*

³*Центр исследований Северо-Востока Азии, Университет Тохoku, Сендай,
Япония, geoishw@cneas.tohoku.ac.jp*

⁴*Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
petr_tikhomirov@mail.ru*

PERMO-TRIASSIC TO UPPER TRIASSIC ANYUI PLUTONIC COMPLEX OF CHUKOTKA: GEOCHEMISTRY AND PETROLOGY

G.V. Ledneva¹, B.A. Bazylev², A. Ishiwatari³, N.N. Kononkova², S.D. Sokolov¹, P.L.
Tikhomirov⁴, M.A. Novikova⁴

¹*Геологический институт РАН, Москва, Россия, ledneva@ilran.ru*

²*V.I. Vernadsky Institute of geochemistry and analytical chemistry, RAS, Moscow,
Russia, bazylev@geokhi.ru*

³*Center of NE Asian studies, Tohoku University, Sendai, Japan,
geoishw@cneas.tohoku.ac.jp*

⁴*Geologic Faculty of Moscow State University, Vorob'yovy Gory, Moscow 119991, Russia; petr_tikhomirov@mail.ru*

Early Mesozoic shallow-level plutons, dikes and sills intruded the Permo-Triassic to lower-middle Triassic cover sediments (the Anyui intrusive complex) of the Arctic Alaska – Chukotka microplate were investigated in several localities in Chukotka. Plutonic rocks of the Anyui complex are represented by gabbro, Fe-Ti gabbro and quartz monzodiorites. Compositions of minerals (major-elements) and bulk rocks (major and trace elements, Sm-Nd isotopes) suggest that rocks from different localities share common features and are genetically related to each other. Their crystallization took place from differentiated crustally contaminated melts of within-plate basaltic and basaltic andesitic compositions at shallow levels.

В Анюйский комплекс объединяют плутонические породы основного-среднего состава, которые слагают силлы, дайки и небольшие интрузии, повсеместно рвущие терригенные (в том числе метаморфизованные) отложения перми-раннего триаса – верхнего триаса Чукотского микроконтинента. В настоящее время породы анюйского комплекса многими исследователями априори интерпретируются как маркеры обстановки растяжения континентальной литосферы Чукотского микроконтинента [5]. При этом немногочисленные аналитические данные, а именно геохимический состав валовых проб, Rb-Sr и Sm-Nd изотопный состав пермо-триасовых (252 ± 4 млн. лет) габброидов этого комплекса из района Колючинской губы указывают на сходство магм, из которых происходила кристаллизация пород, с трапповыми базальтами Сибири [4]. Пермо-триасовые (252 ± 2 млн. лет) гипабиссальные интрузивные породы, близкие по составу к субщелочным базальтам Сибири, также установлены на острове Бельковский архипелага Новосибирских островов [3]. В настоящей работе представлены результаты петролого-геохимического исследования плутонических пород анюйского комплекса из других, ранее не исследовавшихся районов Анадырского хребта (бассейн р. Вельмай) восточной Чукотки и Раучанского хребта (район г. Билибино) западной Чукотки. На основании этих данных сделаны выводы об условиях и геодинамической обстановке формирования пород комплекса.

Изученные тела пород анюйского комплекса приурочены к толщам интенсивно деформированных сланцев, аргиллитов и алевролитов с редкими прослоями песчаников верхней перми – нижнего триаса, а также к слоистым толщам аргиллитов, алевролитов и песчаников с конкрециями известняков и внутриформационных конгломератов нижнего и нижнего-среднего триаса. Плутонические тела имеют закалочные контакты, что выражено в ороговиковании вмещающих терригенных пород. Плутонические породы деформированы и метаморфизованы вместе с вмещающими их толщами, а контакты часто тектонизированы. Отдельные интрузивные тела сложены, как правило, одной разновидностью пород и не обнаруживают признаков магматической расслоенности. Текстуры пород массивные, а их структуры варьируют от микрозернистых в зонах эндоконтакта тел до крупнозернистых в центральных частях мощных тел.

Породы анюйского комплекса из разных районов петрографически однотипны и представлены габбро, Fe-Ti габбро (включая кварцсодержащие разновидности и диориты) и кварцевыми монцодиоритами. В габбро и Fe-Ti габбро первичномагматические минералы представлены авгитом, плагиоклазом, ильменитом, титаномагнетитом, роговой обманкой, биотитом и кварцем в сростаниях с ортоклазом и альбитом и апатитом; в аксессуарных количествах присутствуют сульфиды. В единичных образцах были установлены ортопироксен и пижонит. Модальное содержание Fe-Ti окислов в габброидах может достигать 5-10%, при этом ильменит

преобладает над титаномагнетитом. Кварцевые монцодиориты сложены этой же ассоциацией минералов и отличаются от габброидов главным образом модальным минеральным составом. Характерной чертой кварцевых монцодиоритов является широкое развитие микрографических сростаний кварца, ортоклаза и альбита, а также присутствие акцессорного циркона.

Наиболее примечательной чертой минералогии пород анюйского комплекса является широкий интервал магнезиальности силикатов и основности плагиоклазов в пределах одного образца, свидетельствующий о быстрой кристаллизации расплавов (и остаточных расплавов) *in situ* без выравнивания составов минералов. При этом в крупных зернах силикатов в наиболее свежих породах сохраняется концентрическая зональность, например, от лабрадора ($x_{\text{An}}67-51$) в центральной части зерен до олигоклаза ($x_{\text{An}}14-12$) в краевой части. Магнезиальность разных генераций роговой обманки в образце может различаться на 25 номеров, биотита – на 12 номеров, авгита – на 5 номеров (в этом случае низкие вариации магнезиальности могут быть обусловлены обычным замещением краевых, наиболее железистых частей зерен авгита).

В большинстве исследованных пород комплекса их метаморфизм сопровождается частичным или полным замещением первичных минералов ассоциациями вторичных минералов. Тем не менее, вариации составов первичных силикатов в породах из разных тел и районов позволяют предполагать принадлежность всех изученных образцов к одной магматической серии и кристаллизацию разных тел из расплавов разной степени дифференцированности. В целом, магнезиальность авгитов варьирует от 77-58 в габбро и Fe-Ti габбро до 41 в кварцевых монцодиоритах. Авгиты характеризуются низкими концентрациями Al_2O_3 (1,1-2,1 мас. %), Na_2O (0,24-0,30 мас. %) и умеренными - TiO_2 (1,0-0,6 мас. %). В центральных частях некоторых зерен авгитов присутствуют редкие участки с повышенным содержанием глинозема (3,0-3,6 мас. %), возможно, представляющие собой порфировые вкрапленники. Роговые обманки (эдениты и ферро-эдениты) имеют более низкую магнезиальность (58,0-27,3) по сравнению с авгитами и обнаруживают низкие содержания Al_2O_3 (4,5-7,2 мас. %), умеренные - TiO_2 (1,8-1,0 мас. %) и повышенные концентрации K_2O (0,97-0,52 мас. %). Магматические плагиоклазы при широком интервале составов обнаруживают постоянные примеси FeO (0,2-0,8 мас. %) и K_2O (0,2-0,9 мас. %). Калиевые полевые шпаты встречаются в сростаниях с кварцем и представлены ортоклазами с содержанием Na_2O до 3 мас. %. Титаномагнетиты характеризуются варьирующими концентрациями TiO_2 (6,2-16,2 мас. %), повышенными содержаниями V_2O_3 (1,8-2,2 мас. %), Al_2O_3 (0,9-2,2 мас. %) и относительно низкими концентрациями MnO (<0,6 мас. %). Ильмениты слагают ламели в титаномагнетите и отдельные зерна (практически не различающиеся по составам), из второстепенных элементов существенна лишь примесь MnO (1,0-2,4 мас. %).

Оценки условий формирования пород позволяют предполагать, что внедрение расплавов и становление разных тел комплекса происходило в близких условиях. Давление кристаллизации пород, оцененное по роговообманковому барометру [7], составляет 1-3 кбар. Температура авгит-пижонитового равновесия по геотермометру [1] оценена в 900-910(± 20)°C для центральных частей зерен и 860-840(± 50) °C для краевых частей зерен при давлении 2 кбар; температура кристаллизации роговой обманки по геотермометру [6] – 710-780(± 22)°C. Кристаллизация пород происходила в окислительных условиях ($\Delta\text{NNO}+(0,4-1,1)$) из водного расплава (3,3-4,9 мас. % H_2O в расплавах, равновесных с роговыми обманками) [6].

Изученные породы анюйского комплекса характеризуются субпараллельными спектрами редких и редкоземельных элементов (за исключением подвижных при метаморфизме Ti и V) при довольно высоком уровне содержаний РЗЭ (Yb/PM 8-22) и обогащенном характере спектров ($(\text{La/Yb})_N$ 2,7-7,3). Содержания несовместимых

редких элементов в породах повышаются с понижением их магнезиальности, при этом увеличивается интенсивность негативных аномалий Sr, Eu и Nb-Ta. Эти особенности, а также хорошие корреляции содержаний малоподвижных несовместимых элементов (РЗЭ, Nb, Р) с содержаниями таких петрогенных элементов как Si, Al, Mg позволяют предполагать, что валовые составы пород близки к составам расплавов, из которых они кристаллизовались, а также свидетельствуют о генетической общности всех петрографических типов пород комплекса. Вместе с тем, для спектров Fe-Ti габбро характерны также позитивные аномалии Ti и V, свидетельствующие о присутствии в этих породах кумулятивных ильменита и титаномагнетита. Кроме того, в ходе метаморфизма составы большей части изученных пород претерпели вынос Ca, K, Rb, Ba и привнос Na.

Рассчитанные на основе валовых составов пород (с учетом присутствия в их части кумулятивных Fe-Ti оксидов, а также неизохимичности метаморфизма) составы расплавов отвечают умереннокалиевым субщелочным базальтам (с Mg# 48-33) и андезибазальтам (с Mg# 32-20). Судя по относительно невысокой магнезиальности даже наиболее примитивных расплавов, они еще до внедрения претерпели существенную дифференциацию с кристаллизацией из них клинопироксена и плагиоклаза, а более дифференцированные расплавы – также с кристаллизацией или накоплением Fe-Ti оксидов.

Близость составов пород составам расплавам и оцененный базальтовый и андезибазальтовый состав этих расплавов позволяет применить к изученным породам анюйского комплекса геохимические дискриминантные диаграммы. Внутриплитная природа этих расплавов устанавливается при использовании диаграммы La-Y-Nb [2], где все породы попадают в поле континентальных базальтов. На диаграмме Th-Hf-Ta [8] составы габброидов также попадают в поле внутриплитных толеитов (которое на этой диаграмме, однако, перекрывается с полем E-MORB), и лишь составы некоторых монцодиоритов смещаются в поле надсубдукционных известково-щелочных расплавов. Однако это, вероятно, лишь отражает контаминацию наиболее дифференцированных расплавов коровым материалом.

Изученные плутонические породы анюйского комплекса характеризуются положительными величинами ϵ_{Nd} (в пересчете на возраст 252 млн. лет), варьирующими от +2,8 до +1,2 и понижающимися с понижением магнезиальности пород. Это позволяет предполагать, что дифференциация родоначальных расплавов сопровождалась их контаминацией коровыми породами (хотя и не позволяет исключать возможной примеси коровой составляющей уже в родоначальном расплаве).

Полученные данные позволяют предполагать, что образование пород анюйского комплекса происходило во внутриплитной геодинамической обстановке. Приведенные данные, однако, не могут рассматриваться как однозначный аргумент в пользу растяжения континентальной литосферы или участия мантийного плюма в генерации данных расплавов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 10-05-00529 и 09-05-92103-ЯФ) и гранта Ведущих научных школ (НШ-5177.2012.5).

1. Anderson D.J., Lindsley D.H., Davidson P.M. QUILF: a PASCAL program to access equilibrium among Fe-Mg-Mn-Ti oxides, pyroxenes, olivine and quartz // Computers and geosciences. 1993. V. 19. P. 1333-1350.

2. Cabanis B., Lecomte M. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale // C.R. Acad. Sci. Ser. II. 1989. V. 309. P. 2032-2029.

3. Kuz'michov A.B., Pease V.L. Siberian trap magmatism on the New Siberian Islands: constraints for Arctic Mesozoic plate tectonic reconstructions // J. Geol. Soc. 2007. V. 164. P. 959-968.

4. Ledneva G.V., Sokolov S.D., Pease V.L. Permo-Triassic hypabyssal mafic intrusions and associated tholeiitic basalts of the Kolyuchinskaya Bay, Chukotka (NE Russia): Links to the Siberian LIP // J. Asian Earth Sci. 2011. V. 40. P. 737-745.

5. Miller E.L., Toro J., Gehrels G., Amato J.M., Prokopiev A., Tuchkova M.I., Akinin V.V., Dumitru T.A., Moore T.E., Cecile M.P. New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U-Pb detrital zircon geochronology // Tectonics. 2006. V. 25. P. 1-19.

6. Ridolfi F., Runzelli 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. 2009. V. 160, N 1. P. 45-66.

7. 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. V. 110. P. 304-310.

8. Wood D.A. The application of a Th-Ta-Hf diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50. P. 11-30.

ПОЛИХРОННЫЕ ЦИРКОНЫ ИЗ ПОРОД БЕРЕЗОВСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА (ВОСТОЧНО-САХАЛИНСКАЯ ОФИОЛИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ): РЕЗУЛЬТАТЫ ДЕТАЛЬНЫХ SHRIMP-II U-PB ИССЛЕДОВАНИЙ

Ф.П. Леснов

ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия, lesnovfp@list.ru

THE POLYCHRONAL ZIRCONS FROM ROCKS OF THE BEREZOVSKY MAFIC-ULTRAMAFIC MASSIF (THE EAST SAKHALIN OPHIOLITE ASSOCIATION): RESULTS OF DETAILED SHRIMP-II U-PB STUDIES

F.P. Lesnov

Institute Geology and Mineralogy of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia, lesnovfp@list.ru

We discuss the results of detailed studies (212 analyses, U-Pb method, SHRIMP II) age of zircons from rocks of Berezovsky mafic-ultramafic massif (East-Sakhalin Mesozoic ophiolite association). The most widely represented in the gabbro zircons with ages ~190-100 million years describe the formation gabbroid intrusion, erupting protrusion ultramafic restite. The most "ancient" zircons from hybrid rocks (pyroxenite, gabbro-pyroxenite, etc.), showing the age of 3100-990 million years, are regarded as xenogenic, which trapped by mafic melt from mantle ultramafic restite. The resulting isotope-geochronological data are consistent with a polychromous model of formation of mafic-ultramafic complexes in the ophiolite associations.

По геологическим наблюдениям установлено, что Березовский мафит-ультрамафитовый массив, расположенный в Восточно-Сахалинских горах (143°51' в.д., 49°50' с.ш.), имея размеры 1,5×4,5 км и входя в состав мезозойской офиолитовой ассоциации, включает в себя протрузию ультрамафитовых реститов, пространственно тесно сближенный с ней и прорывающий ее габброидный интрузив, а также контактово-реакционную зону гибридных пород, образованных при трансформации

ультрамафитовых реститов под воздействием мафитовых расплавов и их флюидов [5, 6]. Породы протрузии представлены дунитами, гарцбургитами, лерцолитами и их серпентинизированными разновидностями. Габброидный интрузив, в основном, сложен безоливиновыми габбро, габброноритами и роговообманковыми габбро. Контактково-реакционная зона, расположенная вдоль границ ультрамафитовой протрузии и габброидного интрузива, состоит из незакономерно перемежающихся тел верлитов, клинопироксенитов, вебстеритов, энстатититов, их оливин- и плагиоклазсодержащих разновидностей, габбро-пироксенитов, оливиновых габбро, троктолитов. Эти гибридные породы также наблюдаются в габброидах в виде будинообразной и неправильной формы ксенолитов. В эндоконтакте с вмещающими юрско-меловыми терригенно-вулканогенными образованиями габброидный интрузив сложен преимущественно габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами. По совокупности этих геолого-петрографических наблюдений Березовский массив определен нами в качестве полигенного и полихронного мафит-ультрамафитового комплекса. Ниже в обобщенном виде представлены результаты выполненных U-Pb методом на масс-спектрометре SHRIMP II изотопно-геохронологических исследований цирконов из некоторых разновидностей пород массива, которые существенно дополняют опубликованную ранее информацию по этой проблеме [4].

Для проведения изотопно-геохронологических исследований были выделены фракции кристаллов цирконов из 22 проб пород (вес – до нескольких кг), представленных пироксенитами, габбро-пироксенитами, рядом разновидностей габбро, габбро-диоритами, диоритами, а также андезибазальтами и андезитами из вмещающей толщи (табл.). В каждой из проб было проанализировано от 4 до 14 кристаллов циркона, в некоторых кристаллах анализы дублировались. Всего в 194 кристаллах циркона выполнено 212 определений возраста, который варьирует в диапазоне от ~3100 до ~20 млн. лет, причем такие значительные вариации наблюдаются, как в общей выборке кристаллов, так в кристаллах из отдельных проб.

Табл.

Результаты изотопно-геохронологического датирования цирконов из некоторых разновидностей пород Березовского мафит-ультрамафитового массива и его обрамления

№№ обр.	Наименование пород	Количество проанализиро- ванных кристаллов	Количество определений в кристаллах по возрастным интервалам-кластерам (млн. лет)					
			3100- 990	790- 410	395- 210	190- 100	99- 65	30- 20
1597	Пироксенит	9	7	3	-	-	-	-
1607	Габбро-пироксенит	10	3	-	6	1	-	-
1610-2	Габбро-пироксенит	14	1	1	5	8	-	-
1606-1	Габбро-пироксенит	10	4	5	-	1	-	-
1604	Ол. габбронорит, меланократовый	8	2	-	2	4	3	-
2622	Габбро	9	4	1	-	2	2	-
1595	Габброид	9	1	3	4	1	-	-
1596- A1	Габброид	4	2	4	-	-	-	-
1596-6	Габброид	6	-	3	2	2	-	-
1596-4	Габброид	11	1	-	2	5	3	-
10	Габброид	6	5	2	1	2	-	-

1655	Габбро-диорит	10	-	1	-	10	-	-
1658	Габбро-диорит	10	-	-	-	10	-	-
1652	Габбро-диорит	10	-	-	-	10	-	-
2612-2	Габбро-диорит	10	-	2	1	3	4	-
160	Диорит	9	-	1	1	2	5	-
197	Диорит	10	-	-	-	10	-	-
2612	Кварцевый диорит	10	-	-	2	3	5	-
156	Трахиандезибазальт	6	5	-	-	2	1	1
233	Андезит	10	-	2	2	5	1	-
181	Трахиандезит	11	1	1	-	-	-	9
1655-1	Метатuff	2	-	2	-	2	-	-
	Всего	194	36	31	28	83	24	10

Примечание. Анализы выполнены по коллекциям и при финансовой поддержке Сахалинской геологоразведочной экспедиции с применением вторично-ионного масс-спектрометра комплекса SHRIMP II (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург).

Полученные значения возраста цирконов были разделены на 6 интервалов-кластеров. Кристаллы из наиболее «древнего» (мезоархей-неопротерозойского) кластера (3100-990 млн. лет), которые составили около 17% от общей коллекции, выявлены, оливиновых габброноритах, а также в некоторых других габброидах. При этом наряду с «древними» кристаллами цирконов в тех же пробах были обнаружены их кристаллы, относящиеся к одному или нескольким «молодым» кластерам. Наибольшее количество изученных цирконов (~40%), которые составили раннеюрско-среднемеловой кластер (~190-100 млн. лет), были выделены из проб габброидов, габбро-диоритов и диоритов.

Установлено также, что по данным, полученным по цирконам из этой же коллекции с применением метода LAICP-MS, содержания PЗЭ, U, Th, Nb, Rb, Sr, Hf, Ta и других элементов-примесей повышаются от более «древних» цирконов к более «молодым». Кристаллы цирконов из «молодых» кластеров обычно имеют призматическую форму, характеризуются относительно интенсивным катодлюминесцентным свечением и хорошо видимой при этом тонкой зональностью. В отличие от них кристаллы из наиболее «древнего» кластера обычно имеют неправильные, часто округленные формы, им свойственно малоинтенсивное катодлюминесцентное свечение, а также слабо выраженная зональность (рис.).

Полихронность изученных цирконов из пород Березовского массива, очевидно, свидетельствует о их полигенности. Принимая во внимание, что Березовский массив расположен в пределах юрско-меловых складчатых структур, и что обнажающиеся в этом районе толщи фундамента датируются не древнее палеозоя, можно считать маловероятным, что в качестве первоисточника обнаруженных в породах этого массива цирконов, показавших мезоархей-неопротерозойский возраст, могли выступать образования метаморфического фундамента этого района. Поэтому, в первом приближении, мы можем дать следующую интерпретацию полученных изотопно-геохронологических данных: 1) возраст цирконов в интервале ~190-100 млн. лет, наиболее широко представленных в габброидах и габбро-диоритах, вероятнее всего, соответствует времени кристаллизации тех мафитовых расплавов, которые сформировали габброидный интрузив, входящий в состав этого массива; 2) цирконы из пироксенитов, габбро-пироксенитов и других гибридных продуктов взаимодействия мафитовых расплавов с ультрамафитовыми реститами, имеющие «древний» возраст, вероятнее всего, являются *ксеногенными*, то есть захваченными этими расплавами в процессе их активного взаимодействия с ультрамафитовыми реститами, как на уровне

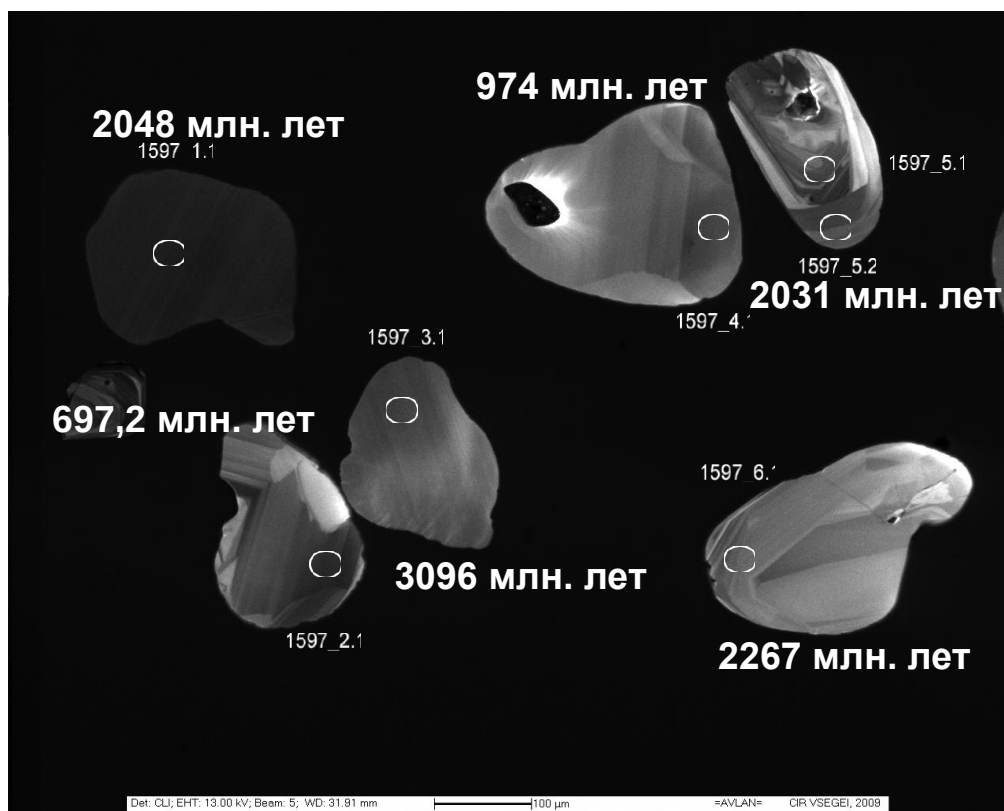


Рис. Микрофотографии кристаллов цирконов из пробы пироксенита (обр. 1597) с различным изотопным возрастом (697, 974, 2031, 2048, 2267 и 3096 млн. лет), выполненные в катодлюминесцентном излучении.

верхней мантии, так и на уровне коры; 3) представительные данные об изотопном возрасте цирконов из пород Березовского массива находятся в удовлетворительном согласии с предложенной ранее моделью полихронного и полигенного формирования, как этого, так и других подобных ему мафит-ультрамафитовых комплексов, входящих в состав офиолитовых ассоциаций [1, 2]; 4) при дальнейших изотопно-геохронологических исследованиях сложных мафит-ультрамафитовых комплексов по цирконам представляется целесообразным уделить особое внимание цирконам из гибридных пород контактово-реакционных зон, поскольку именно в них наиболее вероятно присутствие ксеногенных кристаллов циркона, захваченных мафитовыми расплавами из намного более древних мантийных ультрамафитовых реститов. В заключение добавим, что подобное рассмотренному выше сонахождение в одних и тех же пробах цирконов с «древними» и намного более «молодыми» значениями возраста было описано для габброидов из Срединно-Атлантического хребта [1, 8] и Камчатки [7].

1. Бортников Н.С., Шарков Е.В., Богатиков О.А., Зингер Т.Ф., Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Сергеев С.А. Находки молодых и древних цирконов в габброидах впадины Маркова, Срединно-Атлантический хребет, 5°30,6'-5°32,4' С.Ш. (результаты SHRIMP-IIU-Pb-датирования): значение для понимания глубинной геодинамики современных океанов // Доклады РАН. 2008. Т. 421, № 2. С. 240-248.

2. Леснов Ф.П. Петрология полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей // Известия АН СССР. Сер. геол. 1984. № 2. С. 71-78.

3. Леснов Ф.П. Петрохимия полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей. Новосибирск: Наука. 1986. 136с.

4. Леснов Ф.П., Гальварсен В.Г., Цимбалист В.Г., Титов А.Т. Первые данные об U-Pb изотопном датировании и коренной платиноносности Березовского полигенного мафит-ультрамафитового массива (о. Сахалин) // Доклады РАН. 2010. Т. 433, № 6. С. 792-795.

5. Леснов Ф.П., Степашко А.А., Речкин А.Н., Гальварсен В.Г. Структурная позиция, строение и состав мафит-ультрамафитовых массивов Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации // Тектоника и глубинное строение востока Азии. Хабаровск: Изд-во Института тектоники и геофизики ДВО РАН. 2009. С. 202-205.

6. Слodgeвич В.В., Леснов Ф.П. Геология и некоторые вопросы петрологии Березовского мафит-ультрамафитового плутона (о. Сахалин) // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука. 1976. Т. 10. С. 53-63.

7. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г. Данные SHRIMP-IIU-Pb исследований цирконов из габбро офиолитовой ассоциации п-ва Камчатский (Восточная Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Серия «Науки о Земле». 2010. № 2. С. 78-85.

8. Pilot J., Werner K.-D., Haubrich F., Baumann N. Paleozoic and Proterozoic zircons from the Mid-Atlantic ridge // Nature. 1998. V. 398. P. 676-679.

**О СООТНОШЕНИЯХ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ И
РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В УЛЬТРАМАФИТОВЫХ РЕСТИТАХ ИЗ
ШАМАНСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): ПЕРВЫЕ
ДААННЫЕ**

Ф.П. Леснов¹, А.И. Чернышов², О.А. Козьменко¹, И.В. Николаева¹, С.В.
Палесский¹

¹*ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия, lesnovfp@list.ru*

²*Томский госуниверситет, Томск, Россия*

**ON THE RELATIONS OF THE PLATINUM GROUP ELEMENTS AND RARE
EARTH ELEMENTS IN ULTRAMAFIC RESTITES OF THE SHAMAN MASSIF
(EASTERN TRANSBAIKALIA): THE FIRST DATA**

F.P. Lesnov¹, A.I. Chernychov², O.A. Koz'menko¹, I.V. Nikolaeva¹, S.V. Paleskii¹

¹*Institute Geology and Mineralogy of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences,
Novosibirsk, Russia, lesnovfp@list.ru*

²*Tomsk State University, Tomsk, Russia*

For the first time by ICP-MS determined the content of PGE (Os, Ir, Ru, Rh, Pt, and Pd) and Re in the samples of dunite and harzburgite from the Shaman of the array using two methods of sample decomposition: 1) in an autoclave microwave system MARS-5, 2) in a Carius tube. The last of the methods showed the best results of analyzes of PGE. Low values Pd/Ir in the dunites and low content of Re indicate a high degree of depletion of the mantle protolith in the process of partial melting. In the rocks of established inverse relationship between the concentrations of Os and some of the contents of REE. Between the concentrations of Pt and REE contents of some of the observed direct relationship. The data obtained are in good agreement with the model of partial melting of mantle protolith in the formation of ultramafic restite.

Шаманский ультрамафитовый массив расположен в пределах Южно-Муйского хребта на правом берегу р. Витим. Он имеет линзовидную в плане форму и прослеживается на расстояние около 25 км при максимальной ширине около 6 км.

Массив сложен в различной степени деформированными и серпентинизированными реститогенными гарцбургитами, а также подчиненными им лерцолитами и дунитами, среди которых присутствуют отдельные шлировидные и жильные обособления массивных хромититов. В оливинах из ультрамафитов диагностированы протогранулярная, порфирокластовая, порфиroleйстовая и мозаичная микроструктуры, причем протогранулярная микроструктура наблюдается, главным образом, в оливинах из гарцбургитов, слагающих относительно небольшие реликтовые слабо деформированные блоки, залегающие, главным образом, в центральной части массива. Эти блоки обычно окружены различными по мощности зонами значительно деформированных ультрамафитов, в составе которых оливин имеет преимущественно порфирокластовую микроструктуру. В интенсивно деформированных ультрамафитах из периферических, приразломных зон массива преобладают оливины с порфиroleйстовой и мозаичной микроструктурами [6, 9]. Показатель железистости (Fo) оливинов в ультрамафитах массива изменяется в интервале 7,2-8,5% [5].

Закономерности распределения элементов платиновой группы (ЭПГ) в породах из Шаманского массива пока остаются мало изученными. Согласно единичным определениям в приуроченных к массиву обособлениях рудных хромититов содержание Pt варьирует в интервале 0,8-2,44 мг/т [8]. По данным нескольких анализов, ультрамафиты из этого массива характеризуются истощенностью всеми редкоземельными элементами (РЗЭ), но при этом они несколько обогащены легкими элементами относительно средних и тяжелых РЗЭ [10].

Нами были впервые определены содержания ЭПГ и Re в образцах дунитов и гарцбургитов из этого массива. Анализы выполнены в Аналитическом центре Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) с применением метода ICP-MS и с использованием двух методик разложения проб: 1) в автоклавах микроволновой системы MARS-5; 2) в трубках Кариуса (табл. 1).

Табл. 1

Содержание ЭПГ и Re в дунитах и гарцбургитах из Шаманского ультрамафитового массива (мг/т)

№№ образцов	Порода	Тип микро-структуры оливинов	Методы разложения проб	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Сумма ЭПГ	Re
Ш-1/3	Дунит	Моза-ичный	Автоклавный	1,3	0,34	7,3	Н.д.	2,3	1,2	12,4	0,04
			В трубке Кариуса	5,6	3,8	14,0	1,1	2,2	1,2	30,0	0,04
Ш-2/2	Дунит	Порфи-ро-кластовый	Автоклавный	2,0	1,1	4,4	Н.д.	4,5	0,68	12,7	0,02
			В трубке Кариуса	3,1	3,0	8,5	1,6	5,0	0,66	21,9	0,08
Ш-1/5	Гарц-бургит	Лейсто-вый	Автоклавный	0,20	1,1	8,8	Н.д.	10,4	3,9	24,4	0,02
			В трубке Кариуса	2,9	3,0	6,9	2,0	9,8	3,9	28,5	0,01

Примечание. Анализы выполнены методом ICP-MS. Н.д. – нет данных.

Сравнение результатов определений ЭПГ в стандартном образце GP-13 с использованием этих методик показало, что разложение проб в трубках Кариуса дает более точные оценки концентраций Os, Ir, Ru в пробах [1]. К такому выводу приводит и сравнение спектров распределения хондрит-нормированных содержаний ЭПГ и Re в исследованных образцах ультрамафитов, которые имеют дугообразно изогнутую вверх конфигурацию, свидетельствующую о несколько повышенных концентрациях Ru и Rh по отношению с остальными ЭПГ (рис. 1). Кроме того, ультрамафиты из

Шаманского массива характеризуются пониженными содержаниями Re по сравнению со средними значениями для дунитов (0,34 мг/т) и гарцбургитов (0,09 мг/т) [4]. Добавим, что подобная конфигурация спектров распределения ЭПГ и Re наблюдалась в ультрамафитах из Березовского мафит-ультрамафитового массива (о. Сахалин) [7].

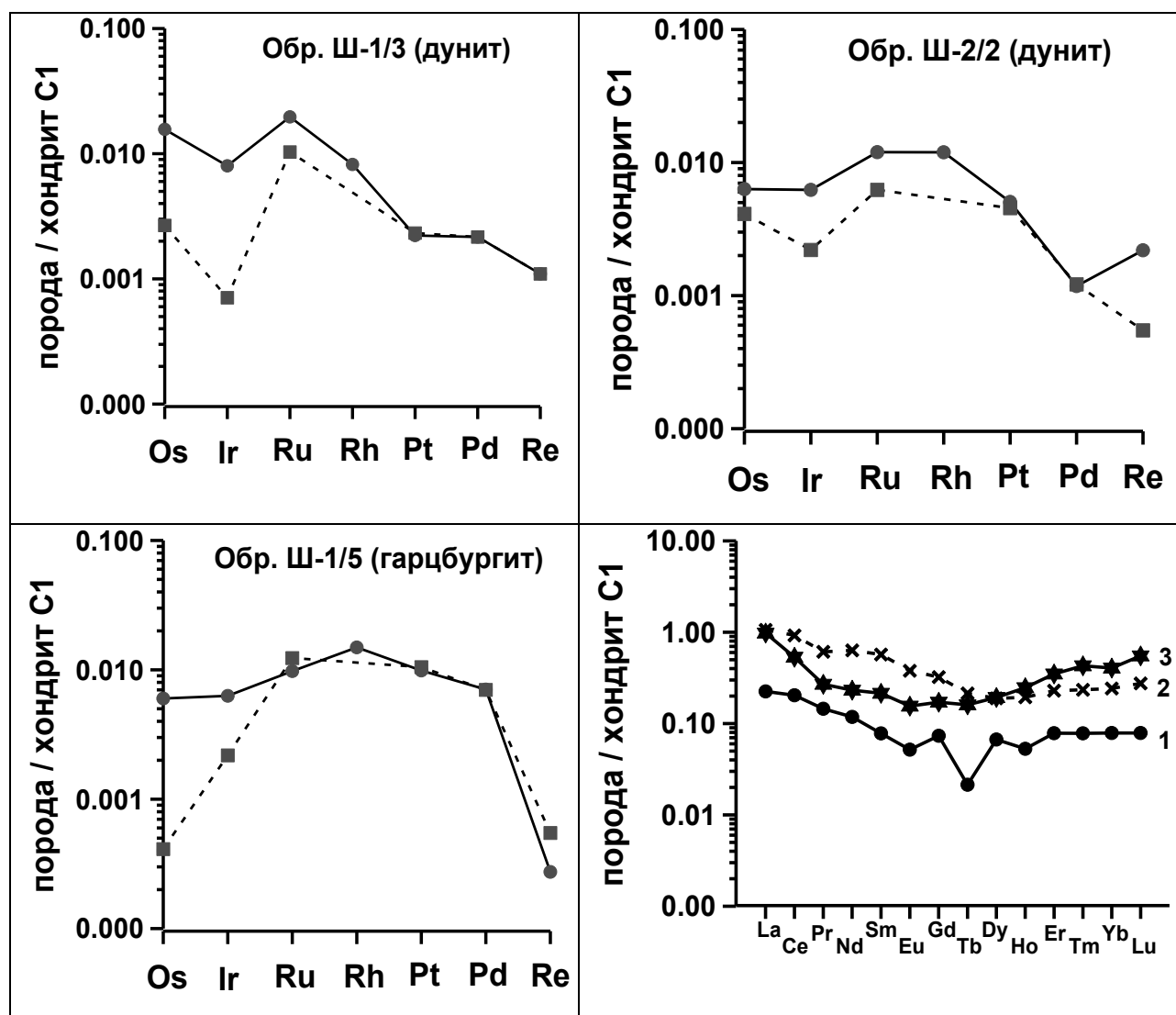


Рис. 1. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний ЭПГ и Re (сплошные линии – разложение в трубках Кариуса, пунктирные линии – в автоклаве MARS-5), а также спектры распределения содержаний РЗЭ в дунитах (1- обр. Ш-1/3; 2 – обр. Ш-2/2) и гарцбургитах (3 – обр. Ш-1/5) из Шаманского массива (по данным табл. 1 и 2). Нормирование выполнено по [11].

Относительно низкие значения параметра Pd/Ir в дунитах из Шаманского массива, рассчитанные по результатам анализа их проб, разложенных в трубках Кариуса, указывают на достаточно высокую степень деплетирования мантийного протолита в процессе его частичного плавления. Об этом же свидетельствует и очень низкая концентрация Re в этих породах. Более высокие значение параметра Pd/Ir, полученные для гарцбургита из данного массива, могут указывать на более низкую степень частичного плавления протолита при образовании этой разновидности реститов по сравнению с дунитами.

Единичные определения содержаний РЗЭ в ультрамафитах из Шаманского массива, выполненные ранее, свидетельствовали об относительно повышенном хондрит-нормированном содержании в них легких элементов [10]. Эти наблюдения

подтверждаются и нашими данными (табл.2, рис.1). Можно предполагать, что одной из причин такого обогащения реститов легкими РЗЭ было более позднее их перераспределение под влиянием эпигенетических флюидов с последующим отложением неструктурной примеси этих элементов в микротрещинах пород и их минералов [2].

Табл. 2

Содержание РЗЭ в дунитах и гарцбургитах Шаманского массива (г/т)

	№№ обр.	Порода	Тип микроструктуры	Метод вскрытия проб	La	Ce	Pr	Nd	Sm
1	Ш-1/3	Дунит	Мозаичный	Автоклавный	0,055	0,13	0,014	0,056	0,012
2	Ш-2/2	То же	Порфиrokластовый	То же	0,26	0,59	0,059	0,30	0,088
3	Ш-1/5	Гарцбургит	Лейстовый	-«-	0,24	0,34	0,026	0,11	0,033

Табл. 2 (окончание)

	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Сумма РЗЭ	(La/Yb) _n
1	0,003	0,015	<0,001	0,017	0,003	0,013	0,002	0,013	0,002	0,348	2,86
2	0,022	0,066	0,008	0,048	0,011	0,038	0,006	0,040	0,007	1,543	4,39
3	0,009	0,035	0,006	0,049	0,014	0,058	0,011	0,067	0,014	1,012	2,42

Примечание. Анализы выполнены методом LAICP-MS с использованием сплавленных в стекло порошковых проб пород.

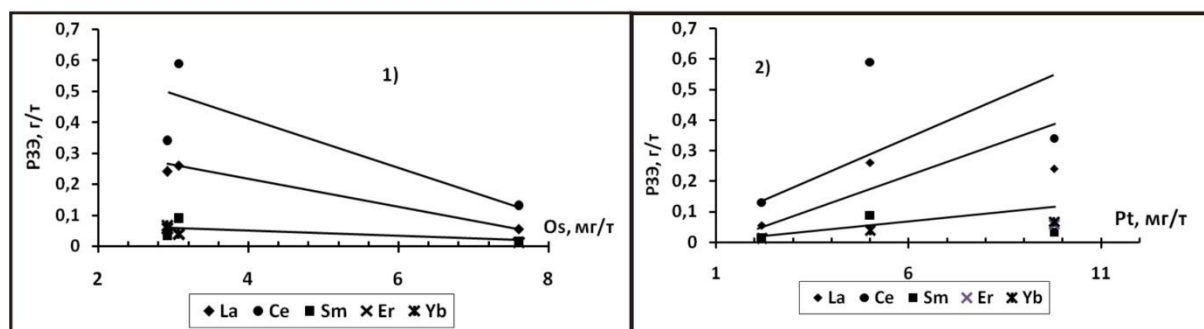


Рис. 2. Соотношение между содержаниями Os (1) и Pt (2) и содержаниями некоторых РЗЭ в дунитах и гарцбургитах из Шаманского массива (по данным табл. 1 и 2).

Ранее нами уже рассматривались некоторые аспекты проблемы «антагонизма» между РЗЭ и ЭПГ, наблюдаемого в породах ряда разнотипных мафит-ультрамафитовых ассоциаций [3]. Как известно, в процессе частичного плавления мантийного протолита должен формироваться ультрамафитовый рестит, обогащенный относительно протолита тугоплавкими ЭПГ (Os, Ir, Ru), а также тяжелыми РЗЭ. В свою очередь, в образовавшейся базальтовой выплавке должны преимущественно накапливаться легкоплавкие ЭПГ (Pt, Pd), а также легкие РЗЭ. Некоторые дополнительные свидетельства подобной обратной зависимости между содержаниями этих двух групп элементов выявлены и на примере проанализированных образцов ультрамафитов из Шаманского массива. Так, на рис. 2-1 наблюдается обратная зависимость между содержаниями Os и содержаниями некоторых РЗЭ. В свою очередь, на рис. 2-2 прослеживается прямая зависимость между содержаниями Pt и содержаниями некоторых РЗЭ, то есть теми элементами, которые преимущественно накапливались в базальтовых выплавках, образовавшихся при частичном плавлении мантийного протолита. Эти наблюдения находятся в хорошем согласии с моделью частичного плавления мантийных протолитов при формировании ультрамафитовых реститов. Предположение о некотором обогащении этих пород легкими РЗЭ за счет более позднего их перераспределения под влиянием эпигенетических флюидов и

отложения их неструктурной примеси в микротрещинах этих образцов ультрамафитов, скорее всего, справедливо для Pd, поскольку между его содержаниями и содержаниями РЗЭ в данном случае какая-либо зависимость не прослеживается.

Таким образом, результаты выполненных исследований свидетельствуют о том, что при изучении соотношения между содержаниями ЭПГ и РЗЭ, как в ультрамафитах, так и в мафитовых породах, целесообразно рассматривать, разделяя эти группы элементов на подгруппы, поскольку содержания легких и тяжелых РЗЭ по-разному соотносятся с содержаниями тугоплавких и легкоплавких ЭПГ. Важно также подчеркнуть, что охарактеризованную выше обратную зависимость между содержаниями Os и РЗЭ в ультрамафитах Шаманского массива было бы сложно обнаружить, если бы эти элементы-примеси подвергались более или менее существенному перераспределению в процессе эпигенетических преобразований этих пород. Наконец, с учетом полученных геохимических данных дуниты и гарцбургиты из Шаманского массива правомерно рассматривать в качестве генетически связанных продуктов, сформированных при различных степенях единого процесса частичного плавления и деплетирования мантийного протолита.

1. Козьменко О.А., Палесский С.В., Николаева И.В., Томас В.Г., Аношин Г.Н. Усовершенствование методики химической подготовки геологических образцов в трубках Кариуса для определения элементов платиновой группы и рения // Аналитика и контроль. 2011. Т. 15, № 4. С. 378-385.

2. Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Книга 1. Главные типы пород. Породообразующие минералы. Новосибирск: Гео. 2007. 403 с.

3. Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Книга 2. Второстепенные и акцессорные минералы. Новосибирск: Гео. 2009. 190 с.

4. Леснов Ф.П., Аношин Г.Н. Соотношение рения и элементов платиновой группы в породах, рудах и минералах мафит-ультрамафитовых ассоциаций // Доклады РАН. 2011. Т. 437, № 2. С. 228-234.

5. Леснов Ф.П., Чернышов А.И., Истомин В.Е. Геохимические свойства и типометаморфизм оливинов из гетерогенных ультрамафитовых пород // Геохимия. 2005. № 4. С.395-414.

6. Леснов Ф.П., Ломоносова Е.И., Гончаренко А.И., Шипицын Ю.Г., Пугачева Е.Е. Распределение редкоземельных элементов в оливинах офиолитовых ассоциаций // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 2. С. 50-60.

7. Леснов Ф.П. Козьменко О.А., Николаева И.В., Палесский С.В. Распределение элементов платиновой группы и рения в породах и хромититах из Березовского и Южно-Шмидтовского полигенных мафит-ультрамафитовых массивов (о. Сахалин) // Металлогения древних и современных океанов-2012. Гидротермальные поля и руды. Миасс: ИМин УрО РАН. 2012. С. 229-233.

8. Орсов Д.А., Мехоношин А.С., Бадмацыренова Р.А. Перспективы Северо-Байкальской никеленосной провинции на платиноиды // Платина России. Том VII. Красноярск. С. 275-279.

9. Пугачева Е.Е. Петрология гипербазитов Шаманского массива (Среднеивитимская горная страна). Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Томск: Изд-во Томского госуниверситета. 1996. 18 с.

10. Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2005. 306 с.

11. Anders E., Grasset N. Abundances of the elements: meteoritic and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V.53. P. 197-214.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РИФЕЙСКИЙ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

А.В. Малышев

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, Waylander6@mail.ru

CONDITIONS OF FORMATION OF RIFEY BASIC-ULLTRABASIC INTRUSIONS OF WEST TRANSBAIKALIA

A.V. Malyshev

Geological institute SD RAS, Ulan-Ude, Russia, Waylander6@mail.ru

In this work are considered the petro-geochemical features of basic-ultrabasic intrusions of Olkhon terrain (West Transbaikalia), on example Meteshiha intrusion group, and two the most large massifs of this group: Meteshiha and Ostraya Sopka.

В пределах южного складчатого обрамления Сибирского кратона проявления базит-ультрабазитового магматизма различной геохимической специализации и возраста фиксируются в геологических структурах, образование которых связывается с разными геодинамическими этапами развития Палеоазиатского океана от его раскрытия и до закрытия. Здесь, наряду с другими структурами, выделены и охарактеризованы структурно-вещественные комплексы (террейны), представляющие собой фрагменты рифейских островных дуг. Примером такой структуры является выделенная в последнее время Метешихинская островодужная система. Согласно данным В.Г. Беличенко и др. [1], эта структура фиксируется верхнерифейскими турбидитами Баргузинского террейна, надсубдукционными базальтами верхнерифейской итанцинской свиты, а также отдельными магматическими телами перидотит-пироксенит-габбрового состава, расположенными в виде останцов среди гранитных пород вдоль восточного побережья озера Байкал. Среди этих массивов нами изучены массивы Метешихинский, Острая Сопка.

Метешихинский массив размером 8×2,5 км расположен на хребте Урлак в междуречье Метешиха и Большая. Вмещающими породами являются граниты разного состава и эффузивы, а также сланцы, метапесчаники, известняки, амфиболиты и кварциты селенгинской серии. Массив имеет сложное строение и по объему примерно на 80% состоит из пород основного ряда, представленных разнообразными габброидами[2]. В его центральной части развиты в основном оливинные габбро и габбронориты с мелкими телами дунитов, перидотитов, амфиболовых перидотитов и пироксенитов, к контактам они сменяются амфиболовыми и амфиболизированными габбро, а непосредственно на контактах с гранитами отмечаются почти нацело амфиболизированные габбро.

Все породы Метешихинского массива относятся к толеитовым породам нормального ряда и характеризуются высокой магниальностью и низким содержанием TiO_2 , K_2O , P_2O_5 . Для ультрамафитов устанавливается тренд изменчивости составов пород, обусловленный фракционированием оливина и клинопироксена. Это проявляется в резком возрастании CaO при уменьшении MgO , содержание глинозема при этом меняется незначительно. Среди мафитов расслоенной серии наблюдается фракционирование плагиоклаза, которое определяется по резкому возрастанию содержания глинозема при уменьшении содержания MgO . По мере увеличения

содержания кремнезема в породах этой ассоциации уменьшаются содержания TiO_2 , Al_2O_3 и CaO .

Для всех пород Метешихинского массива, как габброидов, так и дунитов установлены низкие содержания редкоземельных (РЗЭ) и других некогерентных элементов. Габброиды Метешихинского массива имеют спектры распределения РЗЭ с пологими $((\text{La}/\text{Yb})_N=0,24)$ положительными наклонами и положительной европиевой аномалией $(\text{Eu}/\text{Eu}^*=1,9)$. Плагииграниты и плагийкограниты характеризуются пологими отрицательными $((\text{La}/\text{Yb})_N=3$ и $5,7$ соответственно) спектрами распределения РЗЭ с заметной положительной аномалией по Eu $(\text{Eu}/\text{Eu}^*=11,8$ и $5,4)$.

Анализируя распределения РЗЭ в габброидах, можно прийти к выводу, что они являются дифференциатами основной магмы. Близкие соотношения некогерентных элементов указывают на комагматичность габброидов и дунитов.

Анализ мультиэлементных диаграмм показал, что для габброидов Метешихинского массива характерны почти плоские спектры, с низкими содержаниями несовместимых элементов без значительного обогащения LILE. Габброиды характеризуются максимумами по Sr и Eu , что характерно для базитовых магм островодужной обстановки. Породы Метешихинского комплекса относятся к высокоглиноземистому типу и, судя по средним значениям сериального индекса А. Ритмана - $\tau=(\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Na}_2\text{O})/\text{TiO}_2$ для основных групп пород массива ($\tau=7,6-36,4$), соответствуют, по Х. Куно, высокоглиноземистым базальтам островных дуг и орогенных поясов.

Изотопное датирование выполнено по первичной роговой обманке из габбро $\text{Ar}-\text{Ar}$ методом. В возрастном спектре наблюдается плато, характеризующее примерно 98% выделившего ^{39}Ar и значением возраста 809 ± 8 млн. лет. Полученное значение возраста указывает на верхнерифейский или позднебайкальский этап проявления островодужного магматизма.

В структуре массива выделяются три серии пород: ультрамафитовая, относящаяся, по-видимому, к первой фазе становления плутона, и преобладающая мафитовая, принадлежащая ко второй фазе дифференциатов.

Для Метешихинского массива характерна первично-магматическая расслоенность, обусловленная ритмичным чередованием дунитов, верлитов, клинопироксенитов и габброидов. Для него не установлены породы краевой фации, что характерно для островодужных расслоенных габброидов. Не наблюдается в нем и ксенолитов осадочно-вулканогенных пород.

Состав главных порообразующих минералов изменяется в относительно небольших пределах. Железистость оливина варьирует от 17,5-21,2% в дунитах и перидотитах до 25,2-28,7% в оливиновых габбро и габброноритах. Клинопироксен представлен авгитом и диопсидом с вариациями железистости от 13,3% в клинопироксеносодержащих дунитах до 26% в габбро. Ортопироксен по составу отвечает бронзиту с железистостью от 19,5% в ультраосновных породах до 29% в габброноритах. Состав плагиоклазов изменяется от 88-92% An в плагиоклазосодержащих перидотитах до 87% An в оливиновых габбро и 77% An в габброноритах. Особо следует остановиться на характеристике амфибола, присутствующего во всех разновидностях пород массива и являющегося наиболее поздним магматическим минералом. Согласно номенклатуре амфиболов Б.Е. Лике, первично-магматический кальциевый амфибол имеет состав паргасита-эденита и только в габбро появляется магнезиальная роговая обманка. В целом для амфиболов Метешихинского массива характерны повышенные содержания Al_2O_3 и Na_2O , отражающие высокие $P_{\text{общ}}$ при их кристаллизации. Эти данные, наряду с очень низкой

кальциевостью оливина и повышенной глиноземистостью пироксенов, свидетельствуют о глубинных условиях формирования пород интрузива

Острая Сопка располагается от предыдущего плутона в 15 км вверх по течению реки Метешиха, в хребте Черная Грива в районе г. Острая Сопка. Непосредственно сам массив в первом приближении в плане имеет серповидную форму, обращенную вогнутой стороной к северо-востоку.

При подробном рассмотрении взаимоотношений мафитовой и ультрамафитовой частей интрузива можно предположить, что он сложен породами, относящимися к двум фазам его становления. Следует отметить, что породы этих двух фаз, по-видимому, образуют самостоятельные, несогласные друг с другом тела в пределах единого массива.

Первой фазе соответствуют амфиболовые перидотиты, плагиоперидотиты, лерцолиты, гарцбургиты и пироксениты. Вторая фаза сложена разностями габбро и габбро-норитов. Ультрамафиты преобладают в центральной части плутона, слагающие различные по форме и конфигурации тела (от 50 до 400 м в поперечнике). В наиболее крупных перидотитовых телах преобладают амфиболовые перидотиты, причем к периферическим участкам количество плагиоклаза в перидотитах возрастает, в экзоконтактах отмечается появление плагиоперидотитов и пироксенитов.

Преобладающими породами массива являются габброиды, составляющие порядка 70% площади. В распределении базитовой части пород можно выявить довольно четкую зональность. В центральной части плутона распространены в основном пироксениты, оливиновые габбро и габбро-нориты, затем следует зона мощностью порядка 300 м амфиболовых габбро, сменяющихся к контакту амфиболизованными и цизотитизированными габброидами. Жильные породы распространены мало и представлены дайками гранитов и линзами кварца. Они имеют северо-восточное направление при мощности от 10 до 50 см. Вмещающими породами массива являются гранитоиды, сланцы и гнейсы.

По содержанию кремнезема и щелочей породы массива относятся к основным породам нормального ряда (SiO_2 - 43-53 мас.%, сумма щелочей – 0,43-5 мас. %), и характеризуются высокой глиноземистостью (7,14-30 мас. % Al_2O_3), низкой титанистостью (0,1-1 мас.% TiO_2), они бедны щелочами с преобладанием натрия над калием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$). Магнезиальность пород колеблется от $\text{Mg\#}=60$ в перидотитах до $\text{Mg\#}=14$ в лейкогаббро. На вариационных диаграммах MgO –элемент составы пород плутона образуют тренд дифференциации от наиболее меланократовых пород (MgO – 14,5 мас.%) до наиболее лейкократовых (MgO – 0,4 мас.%). Такие тренды обусловлены как количественным соотношением минералов в породе, так и общим процессом дифференциации в магматической камере.

С уменьшением содержания MgO возрастает содержание SiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O , что характерно для пород, образовавшихся в процессе кристаллизационной дифференциации. По мере снижения MgO в породе уменьшается как доля оливина, так и его магнезиальность. Содержание CaO с уменьшением MgO в породах массива остаётся постоянным, а содержание Al_2O_3 возрастает от 12,5 мас. % в оливиновом габбро до 30 мас.% в лейкократовых разностях габбро, что связано с фракционированием плагиоклаза. Для всех пород массива характерны низкие содержания РЗЭ, не превышающие 10 хондритовых единиц с пологими отрицательными спектрами, и только для габбронорита в области легких лантаноидов. Нормализованное по хондриту $(\text{La}/\text{Yb})_n$ отношение варьирует от 2,5 до 6,4, отражая обогащение пород легкими лантаноидами.

Для всех проанализированных образцов установлена положительная европиевая аномалия $((\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n=1,7-2,4)$, что свидетельствует о фракционировании плагиоклаза в

этих породах. На мультиэлементных диаграммах, нормированных на примитивную мантию, выделяются минимумы по Ta, Hf, Ti и Zr, а также обогащение пород крупноионными литофильными элементами (LILE) и Sr, что, наряду с обогащением легкими лантаноидами, характерно для островодужных базальтов.

По петро- и геохимическим особенностям породы массива близки к породам высокоглиноземистых перидотит-габбровых массивов, широко распространенных в структурах Алтае-Саянской складчатой области и Монголии (лысогорский, мажалькский, хиргиснурский комплексы), для пород расслоенной серии которых характерны низкие содержания кремния, титана, щелочей и фосфора при высоких содержаниях магния и глинозема.

Широкие вариации содержаний глинозема, магния и кальция обусловлены фракционированием оливина и плагиоклаза при кристаллизации высокомагнезиального базальтового расплава в магматических камерах при низких давлениях.

Проведенное $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологическое исследование пойкилитового магматического амфибола позволило датировать возраст 844 ± 6 млн. лет.

Набор пород расслоенной серии и их состав позволяют отнести pluton к перидотит-пироксенит-габбровому типу интрузий.

1. Грудинин М.И., Беличенко В.Г., Гилев А.Ю., Бараш И.Г. Ультрабазит-базитовые комплексы района нижнего течения р. Селенги (Юго-Восточное Прибайкалье) // Доклады АН. 1999. Т. 366, № 1. С. 84-87.

2. Малышев А.В. Петрохимические особенности Метешихинского ультрабазитового массива (юго-восточное Прибайкалье) // Проблемы геологии и освоения недр. Томск: ТПУ, 2006. С. 88-90.

БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЕ МАССИВЫ ДАМБУКИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА: БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ И ПРИЗНАКИ ГЛУБИННЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ

А.В. Мельников, И.Ф. Савченко

*Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия,
anton_amur@mail.ru, sav@ascnet.ru*

BASITE-ULTRABASITE MASSIFS OF DAMBYKI ORE AREA: NOBLE METALS MINERALIZATION AND SIGNS OF DEEP HYDROCARBONS

A.V. Mel'nikov, I.F. Savchenko

*Institute of geology and nature using FED RSA, Blagoveshensk, Russia,
anton_amur@mail.ru, sav@ascnet.ru*

Within the limits of Dambykinsky ore area, Stanovoj fold-blocks systems are established the basic-ultrabasic massifs of Archean, Permian and Early Cretaceous age, bearing in itself platinum, gold and copper-nickel mineralization. With basic-ultrabasic and metamorphic graphitic gneisses connect the numerous displays of graphite forming three graphitic areas: Dambykinsky, Bomnakscy and Djeltylakscy. Display of deep hydrocarbons resulted from metamorphism subduction or a moved oceanic crust; therefore hydrocarbons can be condensed on depths of 4-6 km, both in sedimentary rocks, and in the crystal base.

Дамбукинский рудный район расположен в пределах Становой складчато-блоковой системы Алдано-Станового щита Сибирской платформы. По результатам работ геологического доизучения площади масштаба 1:200000 в пределах

Дамбукинского рудного района выделены следующие платиноносные базит-ультрабазитовые комплексы: хани-майский комплекс метаморфизованных базитов и ультрабазитов ($vAR_1^{III}h$); ульдегитский перидотит-габбровый комплекс ($\Sigma P_1?u$); джалтинский габбро-пироксенит-перидотитовый комплекс ($v\sigma K_1d$) [5, 6].

Хани-майский комплекс метаморфизованных базитов и ультрабазитов ($vAR_1^{III}h$) представлен метаморфизованными габбро, габброноритами, габброанортозитами, редко пироксенитами, горнблендитами и перидотитами. Этими породами сложены небольшие изометричные (до 1.5 км²) массивы в северной и восточной частях района и находятся среди пород джигдалинской свиты архея (массивы Маристый, Дубакитская группа, Джигда, Усть-Джигда).

В пределах *Маристого массива* атомно-абсорбционным анализом установлены содержания Pt – до 0.55 г/т, Pd – до 0.03 г/т, Os – до 0.2 г/т. По данным пробирного анализа, содержание Au – 0.1-0.56 г/т. Сульфидные минералы представлены халькопиритом, пирротинном, пиритом и пентландитом [5].

Массивы *дубакитской группы* характеризуются аналогичными содержаниями платиноидов (атомно-абсорбционный анализ): Pt – 0.11-0.47 г/т, Pd – 0.07-0.2 г/т, Os – 0.007-0.1 г/т, Rh – 0.07-0.09 г/т, Ru – 0.002-0.01 г/т. Сульфидные минералы представлены халькопиритом и пирротинном.

Ультрабазиты сопки *Джигда* характеризуются следующими концентрациями платиноидов (атомно-абсорбционный анализ): Pt – 0.012-0.275 г/т, Pd – 0.09-0.545 г/т, Ru – 0.002-0.052 г/т. По данным пробирного анализа, содержание Au – 0.05-0.41 г/т.

Базиты и ультрабазиты *Усть-Джигдинского массива* характеризуются следующими концентрациями платиноидов (г/т): Pt – 0.02-0.342, Pd – 0.027-0.47, Ru – 0.002-0.022. По данным пробирного анализа, содержание Au – 0.11-0.45 г/т.

Ульдегитский перидотит-габбровый комплекс представлен двумя группами пород. К первой относятся пироксениты, горнблендиты, габбро, габбронориты, нориты, троктолиты ($vP_1?u$). Ко второй группе отнесены перидотиты, дуниты, актинолит-тремолититы, серпентиниты, антофиллиты, тремолит-плагиоклазовые породы ($\Sigma P_1?u$). Ими сложены субизометричные штокообразные и вытянутой формы тела, а также дайкообразные формы (массивы Талгинский, Джуваскитский, Радостный) [4, 5, 6].

Талгинский массив пироксенитов, габбро, горнблендитов и габбро-диоритов с прожилково-вкрапленной и массивной сульфидной минерализацией характеризуется следующими концентрациями платиноидов (атомно-абсорбционный анализ): Pd – 0.12-0.57 г/т, Pt – 0.09-0.37 г/т. Пробирным анализом установлены содержания Au – 0.15-0.45 г/т и Ag – 0.1-2.5 г/т.

Джуваскитский массив сложен габбро-норитами, габбро-амфиболитами, реже пироксенитами и габбро-диоритами. По данным атомно-абсорбционного анализа, в сульфидизированных разностях ультрабазитов содержание Pt – 0.1-0.33 г/т, Pd – 0.04-0.1 г/т, Rh – 0.007-0.05 г/т. Пробирным анализом установлены содержания Au до 1.88 г/т, Ag до 6.8 г/т.

В бассейне руч. Горациевский среди пироксенит-перидотитового массива (*рудопроявление Радостное*) канавами вскрыты маломощные (до 0.3-2 м) линзовидные тела сульфидизированных тремолитовых, актинолит-тремолит-графитовых, тальк-карбонатных сланцев и серпентинитов. По данным атомно-эмиссионной спектрометрии содержание Pt – до 0.873 г/т, Pd – до 0.104 г/т. Атомно-абсорбционным анализом установлены Pt – до 2.16 г/т, Pd – до 0.43 г/т, Au – до 51 г/т. Спектральным анализом выявлены Au – до 50 г/т, а пробирным – 37.3-40.4 г/т [3].

В состав джалтинского комплекса ($v\sigma K_1dl$) входят перидотиты, габбро, габбронориты, горнблендиты, кортландиты и пироксениты. Массивы джалтинского

комплекса сосредоточены, главным образом, в центральной части Дамбукинского рудного района (Джалтинская и Ульдегитская группы, Моготский) [2, 4].

В пределах Джалтинской группы массивов на *рудопроявлении Никелевое* горными выработками вскрыты массивные сульфидные медно-никелевые руды с содержанием Cu до 2.88%, Ni – до 6.55% (спектральный анализ), Pt – до 8.29 г/т, Pd – до 4.52 г/т, Rh – до 2.9 г/т (атомно-абсорбционный анализ). В аншлифах обнаружены котульскит и сперриллит, в шлиховых пробах из аллювия установлены зерна сперрилита, самородной платины и осмистого иридия.

В пределах Ульдегитской группы массивов на *рудопроявлении Стрелка* канавами и скважинами вскрыты сингенетичные вкрапленные и эпигенетичные прожилковые, брекчиевые и массивные сульфидные Cu-Ni руды (пирротин - 80-90%, халькопирит - 5-10%, пирит - до 5%). Атомно-абсорбционным анализом установлены содержания Au – до 0.187 г/т, Pt – до 0.014 г/т, Pd – до 0.080 г/т, Ag – до 4.8 г/т.

На *рудопроявлении Таежка* в ультрабазитах с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией (пирротин, халькопирит) методом атомно-эмиссионной спектроскопии установлены содержания Pt – до 0.18 г/т, Pd – до 0.1 г/т, Cu – до 0.5%, Ni – до 0.07%, Co – до 0.04%, Au – до 0.41 г/т, Ag – до 1.3 г/т.

Моготская группа массивов расположена в бассейнах рек Большой и Малый Моготы, а также водотоков западного побережья Зейского водохранилища. Сложены они, главным образом, габбро-норитами, оливинowymi габбро-норитами и кварцевыми габбро. По данным атомно-абсорбционного анализа около 200 штуфных проб, содержание платиноидов следующее (г/т): Pt – 0.005-0.15, Pd – 0.09-0.25, Rh – 0.004-0.1, Ru – 0.01-0.2. По данным спектрального анализа, в штуфных пробах постоянно присутствуют Ni - до 0.2%, Cu - до 0.15%, Co - до 0.05%. Пробирным анализом установлены содержания Au - 0.15-0.52 г/т, Ag – 1.5-3.5 г/т.

В модели формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии [7] Дамбукинский рудный район расположен на восточном фланге Монголо-Охотского позднепалеозойско-раннемезозойского орогенного пояса. Формирование этого пояса относится к среднеюрскому периоду. В этот период к южной окраине Джугджуро-Станового супертеррейна (ДСС) начали причленяться структуры Янкано-Тукурингра-Джагдинского террейна (ЯТДТ), которые ранее были разделены Желтулакским миниокеаном [2]. Ширина миниокеана, а, по существу, залива Монголоохотского палеоокеана составляла около 300 км. Начало закрытия Желтулакского залива датируют рубежом 160 млн. лет назад, а окончательное поглощение произошло на рубеже 136-134 млн. лет назад. Коллизия ДСС и ЯТДТ привела к региональному метаморфизму, складчатости и эксгумации высокоградных метаморфических комплексов. Схема образования такого складчато-покровного надсубдукционного орогенического пояса показана в работе [1]. Зонай сочленения ДСС и ЯТДТ является Желтулакская шовная зона (Гилуйский трог). Это территория распространения эксгумированных высокоградных комплексов, выхода на поверхность разновозрастных пород аккреационного клина, в том числе базит-ультрабазитовых массивов и графитосодержащих пород. Мы склонны считать, что при сближении ДСС и ЯТДТ режим субдукции коры океанического залива сменился режимом коллизии, пододвиганием океанической коры под кору террейнов, что привело к утолщению континентальной коры. Об этом свидетельствует повышенная сила тяжести под хребтом Джагды. Последующая коллизия субконтинентальных окраин привела к эксгумации глубинных метаморфитов.

Среди этих обнаженных метаморфических образований графитоносные породы имеют особое значение для оценки роли органического вещества (ОВ) океанических осадков в генерации глубинных углеводородов (УВ). Графитоносные породы

распространены повсеместно вдоль Желтулакской шовной зоны и образуют три графитоносных района. С Дамбукинским графитоносным районом на западе граничит Желтулакский, а на востоке Бомнакский. Общее количество рудопроявлений в Дамбукинском районе 10, в Бомнакском – 10, в Желтулакском – 6 проявлений.

Для целей оценки ресурсов генерации углеводородов мы воспользуемся имеющимися сведениями о характеристике графитосодержащих пород рудопроявлений Дамбукинское и Александровское, расположенных в Дамбукинском рудном районе (Большак, 1987). Так как графит является аутигенным минералом, образовавшимся из ОВ океанического сапропеля, то по его выходу при термических процессах можно определить исходную массу ОВ, а по ней найти генерацию жидких и газообразных фракций. Мы принимаем следующий выход продуктов метаморфизма из сапропеля: графит – 12 мас. %; протонефть – 62 мас. % и газ – 16 мас. %.

На Дамбукинском проявлении промышленная толща графитоносных пород по двум горизонтам равна около 130 м с содержанием 5,5% графита. Непромышленная толща с содержанием 1,55% графита превышает 350 м. Пласты пород крутопадающие. $\sin \alpha = 0.9-0.95$.

При этих характеристиках Дамбукинское рудопроявление концентрация графита будет равна $32,6 \times 10^6$ т/км², что соответствует 272×10^6 т/км² исходного сапропеля, из которого могло генерироваться 168×10^6 т/км² протонефти и 54×10^9 м³/км² газа.

Расположенное рядом Александровское рудопроявление включает 4 горизонта мощностью 60-140 м, а содержание графита достигает 40%. На нем могло синтезироваться протонефти с концентрацией запасов 275×10^6 т/км², а газа 88×10^9 м³/км², что является убедительным аргументом для поисков глубинных УВ в Дамбукинском рудном районе. Так как УВ - результат метаморфизма субдуцируемой или пододвигаемой океанической коры, то УВ могут концентрироваться на глубинах 4-6 км, как в осадочных породах, так и в кристаллическом фундаменте.

1. Богданов Н.А., Филатова Н.И. Строение и геодинамика формирования активных окраин континентов//Тихоокеанская геология. 1995. Т. 18, № 5. С. 9-23.

2. Ларин А.М., Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Ковач В.П. Тектономагматическая эволюция Джугджуро-Станового и Селенгино-Станового супертеррейнов центрально-азиатского складчатого пояса// Сборник докладов Всероссийской научной конференции "Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии". 16-18 июня 2010. Благовещенск: Изд-во ИГиП ДВО РАН. С. 25-26.

3. Мельников А.В., Моисеенко В.Г. Новые типы золото-платинометального оруденения Верхнего Приамурья // ДАН. 2008. Т. 421, № 6. С. 801-803.

4. Мельников А.В., Моисеенко В.Г., Мельников В.Д. Платиноносность базит-гипербазитовых комплексов Дамбукинское рудного района Верхнего Приамурья (Россия, Дальний Восток) // ДАН. 2010. Т. 435, № 5. С. 673-676.

5. Мельников А.В., Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Мельников В.Д. Закономерности размещения платинометального оруденения в Дамбукинском рудном районе (Верхнее Приамурье, Россия) // ДАН. 2009. Т. 429, № 4. С. 523-526.

6. Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Эйриш Л.В., Мельников А.В. Платиноносность Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2004. 176 с.

7. Парфенов Л.М., Березин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии//Тихоокеанская геология. 2003. Т.22, № 6. С. 7-41.

ВЕНДСКИЕ ВНУТРИПЛИТНЫЕ, ОФИОЛИТЫЕ И ОСТРОВОДУЖНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ТУВЫ: ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

А.А. Монгуш

*Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
Кызыл, Россия, amongush@inbox.ru*

NEOPROTEROZOIC WITHIN-PLATE, OPHIOLITE AND ISLAND ARC COMPLEXES OF TUVA: TECTONIC POSITION AND GEODYNAMIC INTERPRETATION

A.A. Mongush

*Tuva institute of natural resources complex exploration SB RAS, Kyzyl, Russia,
amongush@inbox.ru*

Ediakaransky magmatic complexes of Tannu-Ola-Khamsara island-arc system of the Central Asia are considered. These are: a) MORB-type basalts accreted to forarc zone, b) OIB-type basalts of unclear nature, c) 578-570 M.a. before-arc ophiolites presented as well as in forarc zone and in back-arc zone, d) 563-542 M.a. island-arc magmatic rocks, e) rocks of back-arc basin.

Ранние каледониды Тувы и прилегающих районов Западного Саяна представлены в двух главных типах структурных зон. Первый тип – это линейные зоны сложного тектонического строения, представленные преддуговыми структурно-вещественными комплексами (СВК) Хемчикско-Куртушибинской зоны и СВК задуговых рифтов Агардаг-Бийхемской зоны (Агардагская и Каахемская подзоны) Таннуольско-Хамсаринской островной дуги (ТХОД). В этих зонах представлены фрагменты СВК океанических лавовых поднятий, офиолитовых и островодужных комплексов. Второй тип – это более крупные зоны относительно изометричной формы, в которых представлены осадочно-вулканогенные и магматические комплексы ТХОД (Таннуольско-Хамсаринская зона: Таннуольская, Ондумская, Хамсаринская подзоны), а также вулканогенный и вулканогенно-терригенный комплексы задугового бассейна ТХОД (Агардаг-Бийхемская зона: Улугойская и Восточно-Тувинская подзоны) (рис.).

Анализ опубликованных данных [2-5] показывает, что: а) первоначальные размеры преддуговой зоны ТХОД были весьма велики, ее ширина составляла многие сотни километров, б) поперечное сокращение площади преддуговой зоны происходило с раннего кембрия по силур включительно, в результате чего на месте большей части преддуговой зоны возник Хемчикско-Сыстыгхемский коллизионный прогиб (характеризующий одноименную подзону), в) в фундаменте этого прогиба залегают раннекаледонские СВК, сложенные океаническими, офиолитовыми и островодужными породами, а осадочный чехол представлен E_2 -S молассой, г) местами по периферии этого прогиба и среди E_2 -S моласы представлены выдавленные вверх фрагменты фундамента прогиба в виде крутых тектонических пластин, чешуй, клиньев и т.п. Раннекаледонские СВК Куртушибинской подзоны располагаются вдоль северо-западной части преддуговой зоны на границе структур Хемчикско-Сыстыгхемского коллизионного прогиба и Западно-Саянского окраинно-континентального турбидитового бассейна (рис.).

Комплексы океанических лавовых поднятий с базальтами MORB-типа ($\epsilon_{Nd}(T)=+6.3...+7.5$) и OIB-типа ($\epsilon_{Nd}(T)=+3.7...+4.5$) слагают тектонические пластины, олистолиты в олистостроме и блоки в меланже в Куртушибинской подзоне. В Хемчикско-Сыстыгхемской, Каахемской и Агардагской подзонах породы этих комплексов представлены только в меланже и олистостромах, при этом в двух

последних подзонах отмечены базальты только ОІВ-типа. Возраст базальтов лавовых поднятий считается позднерифейским и/или венд-раннекембрийским [6, 7]. Олистолиды этих базальтов содержатся в олистостроме, стратиграфически перекрытой [по 8] толщей известняков с фауной середины нижнего кембрия. Базальты MORB-типа были аккрегированы к ТХОД в процессе субдукции океанической коры [9]. Природа базальтов ОІВ-типа остается дискуссионной, можно лишь констатировать, что они всегда находятся в тесной пространственной ассоциации с офиолитами.

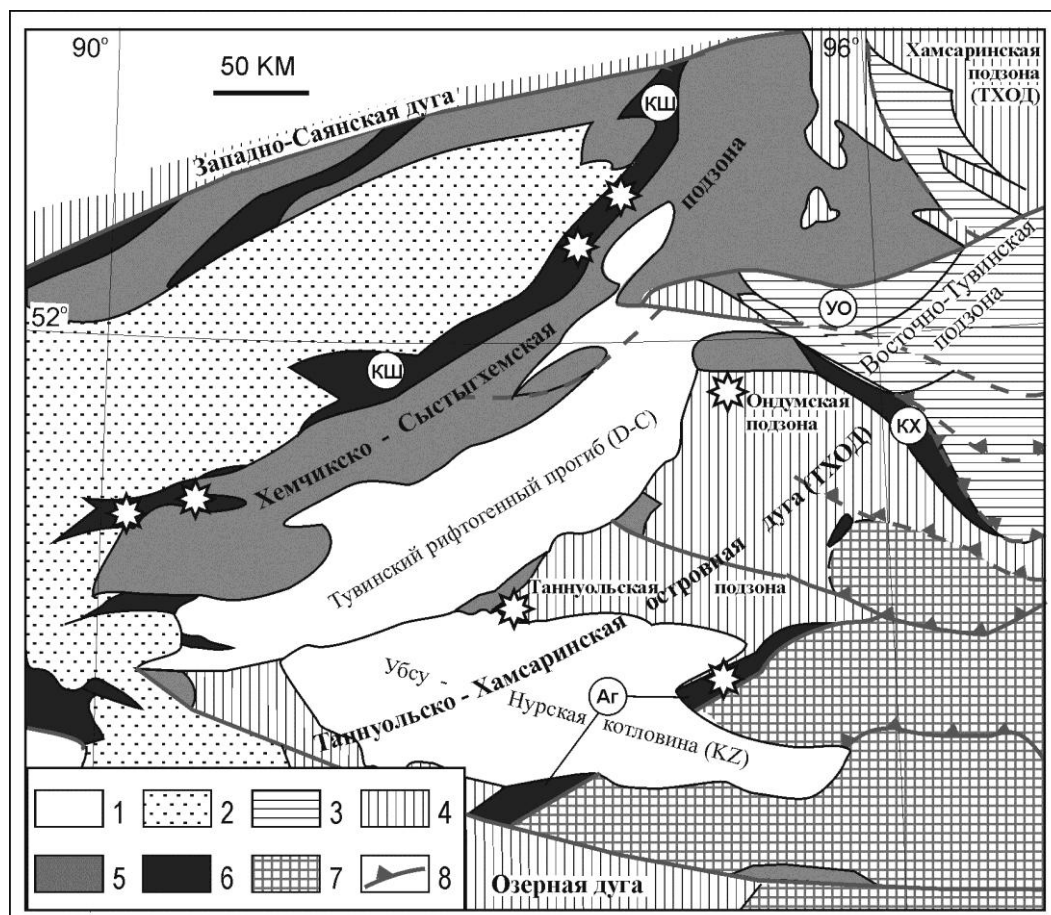


Рис. Геолого-тектоническая схема Тувы и Западного Саяна (составлена с использованием данных Н.А. Берзина [1]). 1 – постсилурийские наложенные образования; 2 – окраинно-континентальные турбидиты Западно-Саянской зоны, С-С; 3 – терригенные и вулканогенные породы Агардаг-Бийхемской задуговой зоны, V₂; 4 – осадочные и магматические породы Таннуольско-Хамсаринской островодужной зоны, V₂; 5 – преддуговые образования Хемчикско-Сыстыгхемской подзоны Хемчикско-Куртушибинской зоны, V-S; 6 – додуговые офиолиты Куртушибинской (КШ) и Агардагской (Аг) подзон, задуговые офиолиты Каахемской (КХ) и Агардагской подзон; 7 – метаморфиты Тувино-Монгольского массива; 8 – постааккреционные разломы и надвиги. Звездочками показаны участки исследований.

Для Куртушибинской подзоны характерны СВК, маркирующие зону глубоководного палеожелоба как с внутренней (офиолиты преддуговой зоны ТХОД), так и с внешней (комплексы океанических лавовых поднятий с базальтами MORB-типа) стороны. Часть раннекаледонских СВК Хемчикско-Сыстыгхемской подзоны представляют комплексы палеожелоба, другая часть – более внутренние участки преддуговой зоны ТХОД. Для офиолитов преддуговой Хемчикско-Куртушибинской зоны характерны подобные N-MORB спектры распределения микроэлементов, в большинстве случаев имеет место отрицательная Ta-Nb аномалия. Возраст этих офиолитов, по данным Ar^{40}/Ar^{39} метода по амфиболу из габбро Шатского офиолитового массива, составляет 578.1 ± 5.6 млн. лет [10]. Офиолиты по времени

своего образования являются додугowymi, поскольку формирование вулканических поднятий ТХОД происходило несколько позднее.

В Ондумской подзоне Таннуольско-Хамсаринской островодужной зоны установлены диорит-тоналит-плагиогранитные комплексы – коптинский и байсютский с возрастом, соответственно, 563 ± 4.5 и 537.7 ± 3.7 млн. лет, имеющие геохимические характеристики как N-MORB, так и надсубдукционных магматитов, сформированные при плавлении базитов основания островной дуги [11]. Эффузивными аналогами этих гранитоидов являются низкощелочные плагиориолиты и дациты ондумской свиты с возрастным уровнем [по 12, 13] - верхи венда и/или низы раннего кембрия. По химическому составу эти эффузивы не имеют значимых различий от гранитоидов коптинского и байсютского комплексов, а параметр $\epsilon_{Nd}(T)$ в эффузивах и гранитоидах составляет, соответственно, $+6.5 \dots +9.3$ и $+6.4 \dots +6.5$.

В Таннуольской подзоне распространена верхневендская осадочно-вулканогенная кадвойская свита, вулканы которой сформированы при плавлении перидотитов мантийного клина [14]. Фронтальную зону ТХОД слагала поздневендская вулканоплутоническая ассоциация Ондумской подзоны, тыловую – кадвойская свита Таннуольской подзоны [15].

Представленные в Агардаг-Бийхемской задуговой зоне (выделяется впервые) СВК расположены на границе островодужных СВК ТХОД и метаморфических СВК Тувино-Монгольского массива. По офиолитам Агардагской зоны преобладают представления о том, что они являются продуктами рифтогенеза энсиалической коры Тувино-Монгольского массива [16, 17] или энсиматической коры задугового бассейна ТХОД [5, 18-21]. Возраст офиолитов на участке Агардаг-Тайга Агардагской подзоны, по данным $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ метода по циркону из плагиогранита, составляет 569.6 ± 1.7 млн. лет [21]. По мнению автора, образование определенной части офиолитов Агардагской подзоны предшествовало формированию вулканических поднятий ТХОД [10, 15], в то время как другая часть офиолитов имеет, вероятно, собственно задуговое происхождение. Ключевую роль в тех или иных построениях играет геодинамическая интерпретация состава ОИВ-подобных базальтов Агардагской подзоны. Магматические комплексы офиолитов Каахемской подзоны образовывались в пределах задугового бассейна в ходе спрединговых процессов при расколе субконтинентальной литосферы [17] Тувино-Монгольского массива. К задуговым также отнесены вулканогенно-терригенный комплекс Восточно-Тувинской подзоны [5] и вулканогенные комплексы Улугуйской подзоны [22].

1. Berzin N.A. Preliminary terrane and overlap assemblage map of Altay-Sayan region // Preliminary publications book 1 from project on mineral resources, metallogenesis, and tectonics of Northeast Asia / Editors W.J. Nokleberg et al. Open-File Report 99-165. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. 1999.

2. Берзин Н.А. Меланжево-олисторомовая ассоциация Хемчикско-Систигхемской зоны Тувы // Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979. С. 104-129.

3. Берзин Н.А. Геодинамическая обстановка формирования кембрийских олистором Хемчикско-Систигхемской зоны Тувы // Геология и геофизика. 1987. № 1. С. 3-11.

4. Берзин Н.А. Структурное положение и тектонические условия формирования аллохтонных гипербазитов Алтае-Саянской области // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М., 1987. С. 184-199.

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

6. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Изд. 2-е. Серия Западно-Саянская. Лист N-46-XXIX (Верхний Амыл). Объяснительная записка. Спб.: Изд-во Спб картфабрики ВСЕГЕИ, 2003. 135 с.
7. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000 (3 покол.). Алтае-Саянская серия. Лист М-46 (Кызыл). Спб.: ВСЕГЕИ, 2005.
8. Геология СССР. Тувинская АССР. Т. XXIX, ч. I. Москва: Недра, 1966. 460 с.
9. 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. 47, № 4. С. 401-414.
10. Монгуш А.А., Лебедев В.И., Травин А.В., Ярмолук В.В. Офиолиты Западной Тувы – фрагменты поздневендской островной дуги Палеоазиатского океана // ДАН, 2011. Т. 438, № 6. С. 796-802.
11. Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Бибикова 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.
12. Бухаров Н.С. О стратиграфии отложений нижнего кембрия в Восточной Туве // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып.4. Кызыл, 1979. С. 39-52.
13. Краевский Б.Г., Сосновская О.В. Проблема возраста древних вулканогенных толщ Тувы // Региональная геология. Стратиграфия и палеонтология докембрия и нижнего палеозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2010. С. 36-42.
14. Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П. и др. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде-раннем кембрии (на основе геохимических, Nd изотопных и геохронологических данных) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 5. С. 649-665.
15. Монгуш А.А. Схема тектономагматической эволюции поздневендской юной островной дуги (Тува, Западный Саян) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 9. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2011. С. 149-151.
16. Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.
17. 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.
18. Гоникберг В.Е. Роль сдвиговой тектоники в создании орогенной структуры ранних каледонид Юго-Восточной Тувы // Геотектоника. 1999. № 3. С. 89-102.
19. Изох А.Э., Поляков Г.В., Шелепаев Р.А. Формационный анализ расслоенных ультрабазит-базитовых ассоциаций и реконструкция геодинамических условий их образования // Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 5-25.
20. Pfänder J.A., Jochum K.P., Kozakov I.K., Kröner A., Todt W. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardag Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 143. P. 154-174.
21. Pfänder J.A., Kröner A. Tectono-magmatic evolution, age and emplacement of the Agardagh Tes-Chem ophiolite in Tuva, Central Asia: Crustal growth by island arc accretion // Kusky, T. (ed.) Precambrian ophiolites and related rocks. Amsterdam: Elsevier. 2004. P. 207-221.

22. Симонов В.А., Зайков В.В., Котляров А.В., Тереня Е.О. Петролого-геохимические особенности и палеогеодинамика кембрийских магматических комплексов Восточной Тувы // Вестник Томского гос. ун-та. Сер. Науки о Земле. Приложение: Мат. науч. конф. "Проблемы геологии и географии Сибири" (2-4 апреля 2003 г.). 2003. № 3. С. 189-191.

**МОДЕЛЬ РАЗВИТИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ СКОПЛЕНИЙ МИНЕРАЛОВ
ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ ГАББРО-ПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВЫХ
ПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ (РОССИЯ)**

А.Г. Мочалов

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия,
mag1950@mail.ru*

**MODEL OF EVOLUTION OF GENETIC TYPES OF ACCUMULATION OF
PLATINUM GROUP MINERALS IN GABBRO-PYROXENITE-DUNITE PLUTONIC
COMPLEXES OF KORYAK HIGHLAND (RUSSIA)**

A.G. Mochalov

*Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Sankt-Peterburg, Russia,
mag1950@mail.ru*

The new Koryak Highland platinum group minerals (PGM) in gabbro-pyroxenite-dunite (GPD) plutonic complexes evolution model is developed. The refined mineralogical, geochemical and genetic types of PGM data are follow: 1) magmatic platinum (Pt) type; 2) the magmatic-fluid-metasomatic platinum (Pt) and osmisto-platinum (Pt> Os) type 3) fluid-metamorphogenic iridisto-platinum (Pt> Ir) type 4) Pt and Cu hydrothermal-metasomatic type. According to the developed model the ore-forming processes of GPD complexes with platinum group elements occur in the multivariate system. For the first time the criteria for platinum metal deposits were identified for the unpromising «single-stage cumulative GPD complex» and promising «multiphase cumulative GPD complex».

С 19 века проблемы образования и эволюции скоплений минералов платиновой группы (МПГ) в габбро-пироксенит-дунитовых (ГПД) плутонических комплексах остаются актуальными на протяжении второго столетия.

В наших работах была приведена детальная характеристика МПГ и породообразующих минералов ГПД плутонов, россыпных месторождений платиновых металлов Олюторского аккреционного комплекса Корякского нагорья. Наиболее детально изучен ГПД массив Гальмознан, с которым связаны крупные россыпные месторождения и рудопроявления платиновых металлов Корякского нагорья. Обоснована принадлежность ГПД плутонов к ассоциации подобных палеоостроводужных образований Юго-Восточной Аляски. Описаны закономерные особенности их строения: дунитовое тело надстраивается верлит-клинопироксенитовой, а затем – габброидной оболочкой. ГПД плутоны комагматичны пикрит-базальтовым потокам поздний мел – палеоценовой Ачайваямской островной дуги. Формирование крупных дунитовых тел объясняется многократными поступлениями недифференцированной пикритовой магмы в "канал-камеру" и периодической кристаллизацией хромшпинель-оливинового и оливин-клинопироксеного кумулятов с удалением остаточного расплава. Из остаточного расплава последовательно формировались пироксениты и габброиды. Дуниты ГПД массивов обнаруживают закономерную зональность деформационных структур,

обусловленную синмагматической рекристаллизацией, длительной транспортировкой и остыванием.

Результаты исследований минералогии элементов платиновой группы (ЭПГ) ГПД плутонических комплексов Корякской складчатой области позволили выделить несколько минералого-геохимических и генетических типов ассоциаций МПГ (табл.): 1) магматогенного платинового (Pt); 2) магматогенно-флюидно-метасоматического платинового (Pt); 3) магматогенно-флюидно-метасоматического осмисто-платинового (Pt>Os); 4) флюидно-метаморфогенного иридисто-платинового (Pt>Ir); 5) гидротермально-метасоматического (Pt-Cu). В результате стало очевидным, что модель генезиса, как МПГ, так и их месторождений надо понимать как совокупность различных способов собственной кристаллизации индивидов и агрегатов, многообразных физико-химических условий их организации, а так же неодинаковых геологических процессов минералообразования (что соответствовало понятию генезиса минералов Д.П. Григорьева 1961 г.).

В основе предлагаемой нами генетической модели эволюции МПГ лежит следующий ряд важных положений.

1. В кумулятивных сериях пород – дунитах, пироксенитах и габбро – преимущественным распространением пользуются МПГ Pt типа. Судя по относительно равномерному, "фоновому", содержанию ЭПГ (десятки мг) в породах, МПГ Pt типа находятся в рассеянной форме. Они представлены преимущественно отдельными кристаллическими индивидами, размерами не более сотни мкм. В таком же рассеянном виде находятся и микроскопические индивиды сульфидов Fe и Ni с примесями ЭПГ.

2. Наличие и широкое распространение различных петрографических фаций дунитов в массивах свидетельствует о многократной их кристаллизации из различных циклов недифференцированного пикритового расплава.

3. Линзы "черных дунитов" с крупнокристаллической до пегматоидной полигональной структурой, широким распространением в оливинах микроскопических включений хромшпинелидов, хроммагнетитов, диопсидов и МПГ Pt типа (сотни мг) представляют собой высокотемпературные продукты первично-перекристаллизованных ранних дунитовых кумулятов.

4. Интенсивная синмагматическая рекристаллизация "черных дунитов" приводит к: 1) широкому проявлению порфирокластических структур; 2) уменьшению порфирокластов оливина с микроскопическими включениями хромшпинелидов, хроммагнетитов, диопсидов и МПГ Pt типа; 3) локальному метакристаллическому укрупнению индивидов и агрегатов хромшпинелидов; 4) образованию хромититовых шпиров; 5) автономной собирательной перекристаллизации рассеянных МПГ Pt типа и локальному развитию агрегатов МПГ Pt>Ir типа. В начале рекристаллизации "черных дунитов" из магматогенных МПГ Pt типа и сульфидов Fe и Ni флюидом растворялось большее количество легкоподвижных в газовых средах элементов - Ru, Os и Ir, что фиксируется несколько повышенными содержаниями этих элементов в новообразованных МПГ Pt>Ir типа. Рекристаллизация мелкокристаллических дунитов приводит к новообразованию незначительных скоплений хромититов и МПГ Pt>Ir типа. В процессах синмагматической рекристаллизации крупнокристаллических полигональных "черных дунитов" и кумулятивных мелкокристаллических дунитов происходит трансформация относительно равномерного геохимического фона ЭПГ (около первой сотни мг/т) на бедный (первые мг/т) с появлением локальных зон богатых содержаниями (до сотен г/т).

Табл.

Основные МПГ минералого-геохимические типов ГПД плутонических комплексов

Минералы платиновой группы	Минералого-геохимические типы				
	Pt 1	Pt 2	Pt>Os	Pt>Ir	Pt-Cu
Самородная платина (Pt,Fe,Rh,Pd)	А	А	ААИ	Не обн.	Не обн.
Изоферроплатина (Pt, Rh,Pd) ₃ Fe	ИИИАА	ИИИАА	АААИ	АИ	“
Изоферроплатина (Pt,Ir) ₃ Fe	АИ	Не обн.	Не обн.	АААИИ	“
Тетраферроплатина PtFe	ААИИ	АААИИ	А	ААИВ	АА
Туламинит Pt ₂ FeCu	Не обн.	А	А	ААИВ	ААА
Хонгшит PtCu	“	Не обн.	Не обн.	А	АА
Самородная медь с платиной (Cu,Pt)	А	“	А	А	АА
Самородный осмий (Os)	ИВ	ИВ	ВВА	В	Не обн.
Самородный осмий (Os,Ir)	ИВ	Не обн.	Не обн.	В	“
Самородный иридий (Ir,Os,Pt)	И	“	“	В	“
Гексаферрум (Fe,Ru,Os,Ir)	В	“	“	В	“
Куперит PtS	Не обн.	В	АВ	АВ	АА
Бреггит(Pt,Pd)S	“	В	Не обн.	Не обн.	В
Сперрилит PtAs ₂	ИИА	ИИА	“	ИАВ	АА
Платарсит Pt(As,S) ₂	И	В	“	В	Не обн.
Лаурит RuS ₂	И	“	В	В	“
Кашинит (Ir,Rh)S ₂	Не обн.	В	Не обн.	В	“
Фаза-1 – оксиды Pt и Fe	“	Не обн.	А	А	“
Фаза-2 – оксиды Ir, Os, Ru и Fe	“	“	Не обн.	В	“

Примечание. Pt 1 - магматогенный Pt тип. Pt 2 - магматогенно-флюидно-метасоматический Pt тип. Минералы определены в процессе работ по разработке технологии обогащения коренных платиновых руд Гальмознанского месторождения (Богданович и др., 2005ф; Зайцев и др., 2009ф). И – кристаллы, мономинеральные агрегаты; А – полиминеральные агрегаты; В – микровключения в кристаллах и агрегатах. Распространенность минералов: ИИИ, ААА – от 10 до 100 мас.%; ИИ, АА, - от 1 до 10 мас.%; И, А, В - до 1 мас.%.

5. Образование МПГ происходит практически на каждой стадии кристаллизационной дифференциации пикритовых расплавов – от образования дунитов до габбро.

6. Образование МПГ Pt>Os типа с пироксеном происходит из остаточного расплава в экзоконтактовой зоне ранее образовавшихся ультраосновных пород и обусловлено контаминацией Os из ранних МПГ.

7. Минеральные агрегаты Pt-Cu типа частично и с различной интенсивностью, в виде псевдоморфоз тетрагональных минералов Pt и Cu и самородной меди, сперрилита, куперита, развиваются по агрегатам изоферроплатины, тетраферроплатины Pt, Pt>Ir и Pt>Os типов. Эти псевдоморфозы являются результатом гидротермально-метасоматической серпентинизации ультраосновных пород.

Согласно полученным нами выводам о происхождении МПГ ГПД plutонических комплексов мы предлагаем следующую модель их эволюции (рис.).

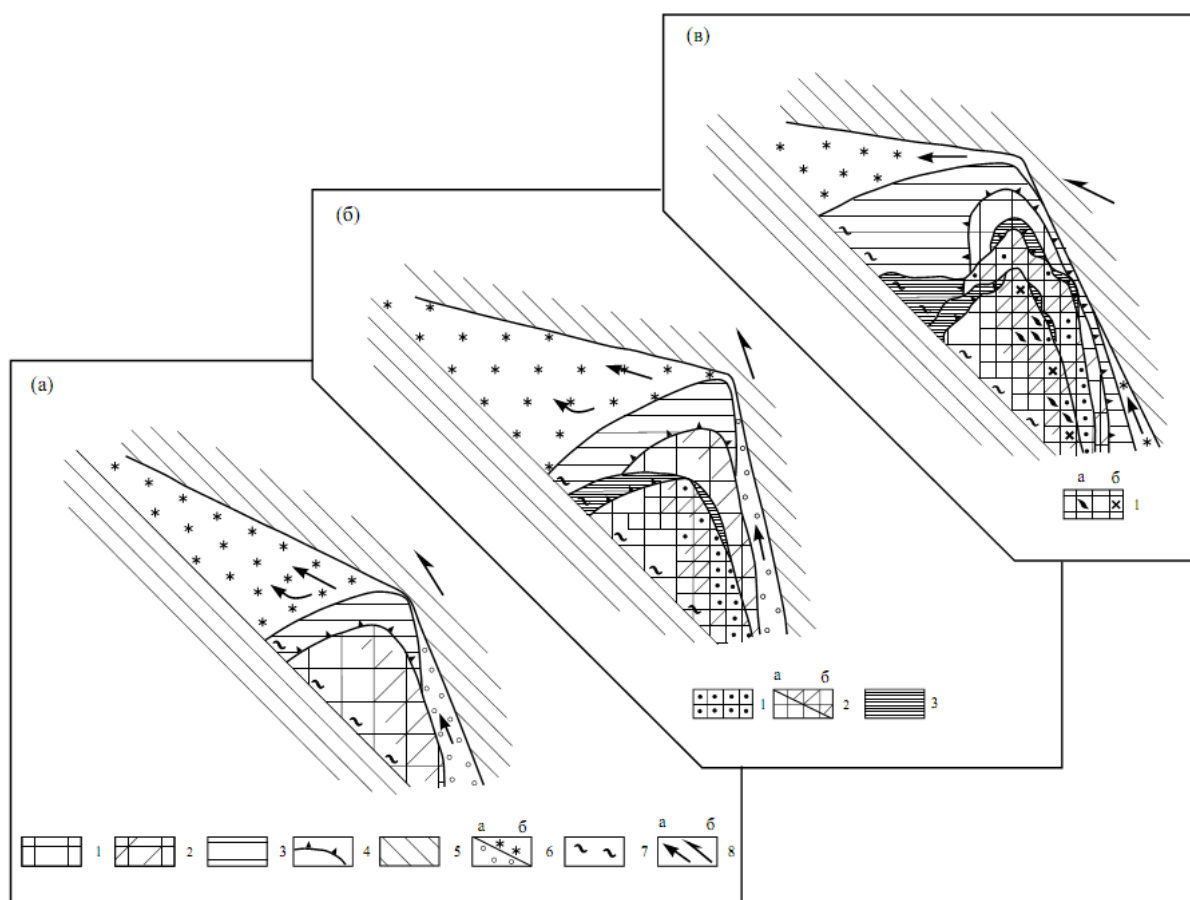


Рис. Обобщенные модельные схемы эволюции МПГ в ГПД plutонических комплексах.

а – моноциклический ГПД кумулятивный комплекс с МПГ магматогенного Pt типа. 1 и 2 – кумуляты недифференцированного пикритового расплава: 1 – существенно оливин-пироксеновые, 2 – существенно хромшпинелид-оливиновые. 3 – магматогенный Pt тип в пироксенитах остаточного расплава. 4 – магматогенно-флюидно-метасоматического $Pt > Os$ типа на контактах дунитов и клинопироксенитов. 5 – вмещающие породы. 6 – расплавы: а) недифференцированный пикритовый, б) остаточный. 7 – зона наибольшего распространения гидротермально-метасоматического Pt-Cu типа ультраосновных пород, насыщенных полосами излома до почти милонитовых структур. 8 – направления движения: а) расплава, б) динамического напряжения.

б – полициклический ГПД кумулятивный комплекс с синмагматической метасоматической и метаморфогенной реконструкцией МПГ дунитов. 1 – магматогенно-флюидно-метасоматический Pt тип в «черных дунитах» полигональных крупнозернистых до пегматоидных с обильным распространением микронных выделений хромшпинелида и хроммагнетита в оливине. 2 – флюидно-метаморфогенный $Pt > Ig$ тип: а – мелкозернистых порфирокластических дунитов, верлитов и пироксенитов, б – дунитов с вкрапленными скоплениями хромшпинелидов. 2 – клинопироксениты с порфирокластическими структурами.

в – полициклический ГПД кумулятивный комплекс с неоднократной синмагматической рекристаллизацией дунитов. 1 – самородковые зоны флюидно-метаморфогенного $Pt > Ig$ типа среди шлировых (а) и жильных (б) хромититовых скоплений в магнезиальных средне- и крупнозернистых порфирокластических «светлых дунитах».

В процессе первоначального моноцикла внедрения в земную кору недифференцированной пикритовой магмы в "канал-камеру" и магматогенного петрогенезиса хромшпинелид-оливиновых и оливин-клинопироксеновых кумулятов происходит зарождение и развитие МПГ Pt типа (см. рис. а).

На контактах остаточного расплава образуются клинопироксениты с магматогенно-флюидно-метасоматическими МПГ $Pt > Os$ типа (см. рис. а).

В экзоконтактах новых циклов поступлений в "канал-камеру" недифференцированной пикритовой магмы хромшпинелид-оливиновые кумуляты подвергаются высокотемпературному и флюидному воздействию. Формируются своеобразные метасоматиты – крупнокристаллические и пегматоидные полигональные "черные дуниты", обогащенные микронными выделениями хромшпинелида, хроммагнетита, клинопироксена и магматогенно-флюидно-метасоматической ассоциацией МПГ Pt типа (см. рис. б).

Под влиянием динамических напряжений полициклических внедрений недифференцированной пикритовой магмы на ранние дунитовые тела происходит их синмагматическая рекристаллизация с флюидным перераспределением ЭПГ и развитием флюидно-метаморфогенной ассоциации МПГ $Pt > Ig$ типа с хромититами (главная россыпеобразующая формация, см. рис. в).

Развитие магматогенно-флюидно-метасоматической ассоциации Pt и $Pt > Os$ типов прямо пропорционально поступлениям в "канал-камеру" порций недифференцированной пикритовой магмы, в ряду развития от моноциклического ГПД кумулятивного комплекса до полициклического ГПД кумулятивного комплекса.

Развитие флюидно-метаморфогенной ассоциаций МПГ $Pt > Ig$ типа зависит: 1) от субстрата, в котором она образуется – моноциклическом ГПД кумулятивном комплексе или полициклическом ГПД кумулятивном комплексе; 2) от степени рекристаллизации кумулятивных дунитов и преобразования МПГ Pt типа – от частичной до полной.

В ГПД кумулятивных комплексах рудообразующие процессы с участием ЭПГ протекают в рамках многофакторной системы, в результате эволюции которой организуются различные генетические типы скоплений МПГ в ряду рудопроявление – уникальное месторождение.

Выделенные типы скоплений МПГ и критерии их развития предлагается рассматривать как самостоятельные объекты минералогии, геологии месторождений полезных ископаемых, поисков и разведки полезных ископаемых, металлогенического анализа регионов и эксплуатации месторождений полезных ископаемых.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ №10-05-00030-а и № 11-05-12048-офи-м.

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ КАК ИНДИКАТОРЫ МАНТИЙНОГО ПЕТРОГЕНЕЗИСА И РУДООБРАЗОВАНИЯ ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВОГО КРАСНОГОРСКОГО МАССИВА (КОРЯКСКОЕ НАГОРЬЕ)

А.Г. Мочалов, Г.Г. Дмитренко

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия,
mag1950@mail.ru, dmitrenkogg@qip.ru*

RARE EARTH ELEMENTS AS INDICATORS OF MANTLE PETROGENESIS AND ORE FORMATION OF KRASNOGORSKIY DUNITE-HARZBURGITE MASSIF (KORYAK HIGHLAND)

A.G. Mochalov, G.G. Dmitrenko

*Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Sankt-Peterburg, Russia,
mag1950@mail.ru*

Minerals of platinum-group elements (PGE), chromespinels and rare earth element (REE) were studied in Krasnogorsky dunite-harzburgite massif (Koryak highlands). The main

phases of REE in ultramafic rocks are clinopyroxenes – up to 6 ppm, and amphiboles - up to 34 ppm. The distribution of PGE and REE is controlled by the evolution of the up flow of the mantle fluid and active interaction of this fluid with minerals of ophiolite peridotites.

1. Красногорский дунит-гарцбургитовый массив расположен в пределах Майницкой тектонической зоны на восточной окраине Корякского нагорья, пространственно связан с выходами полимиктового серпентинитового меланжа и является, по совокупности ряда признаков, фрагментом мантийного основания развитой островной дуги позднего триаса – средней юры [1]. В строении массива принимают участие два структурно-петрографических комплекса: собственно дунит-гарцбургитовый магнезиальный комплекс (f=6-11) предельно истощенных ультрамафитов (бедных пироксеном гарцбургитов и дунитов с линзами и шлирами ортопироксенитов) и такситовый кумулятивный комплекс (КК) железистых (f=13-26) ультрамафитов (табл.), представленный полосчато-шлировым чередованием гарцбургитов, дунитов, ортопироксенитов и вебстеритов со шлирами плагиоклазовых перцолитов, оливиновых габбро-норитов и габбро-пегматитов.

Табл.

Распространенность МПГ в хромититах Красногорского массива локализованных в ультрамафитах различных петрогенетических серий (в % от n)

Минеральная группа, минерал	Серии хромитонесущих ультрамафитов				
	Гарцбургитовая	Дунитовая	Ортопироксенитовая (жильная)	Дуниты вблизи КК	Пироксенит-дунит-гарцбургитовая КК
Гексагональные т.р. Os, Ir и Ru	23	44	4	1	0,6
Кубические т.р. Ir, Os, Pt и Ru	3	6	27	1	0,3
Гексаферрум (Fe,Ru), (Fe,Os) и (Fe,Ir)	3	6	7	2	0,3
Кубические и тетрагональные интерметаллиды Pt, Fe, Cu и Ni	14	24	34	89	80
Лаурит - эрликманит	48	13	19	Не обн.	1,8
Ирарсит - холлингвортит	8	4	6	2	1,8
Сперрилит	1	3	1	5	14
n	261	435	173	106	335
Fe/(Fe+Mg) породных серий	0,094	0,094	0,113	0,127	0,176

Примечание. Т.р. – твердые растворы, n - число исследованных зёрен с МПГ.

2. В обоих структурно-петрографических комплексах пород присутствуют полосчато-вкрапленные и прожилково-шлировые сегрегации хромититов с рассеянной вкрапленностью минералов платиновой группы (МПГ). Состав хромшпинелидов хромититов наследует в целом состав аксессуарных индивидов ультрамафитов (рис. 1). Намечается несколько трендов эволюции состава хромшпинелида (см. рис. 1): хромшпинелид-пикрохромитовый I-1, I-3, I-4, связывающий составы аксессуарных и рудных хромшпинелидов в магнезиальных реститах; хромшпинелид-магнетитовый II-1, II-2, II-3 в пределах КК; собственно магнетитовый II-4 завершающих стадий кристаллизации базальтовых инъекций; тренд I-2 жильных ортопироксенитов, связывающий реститы и КК.

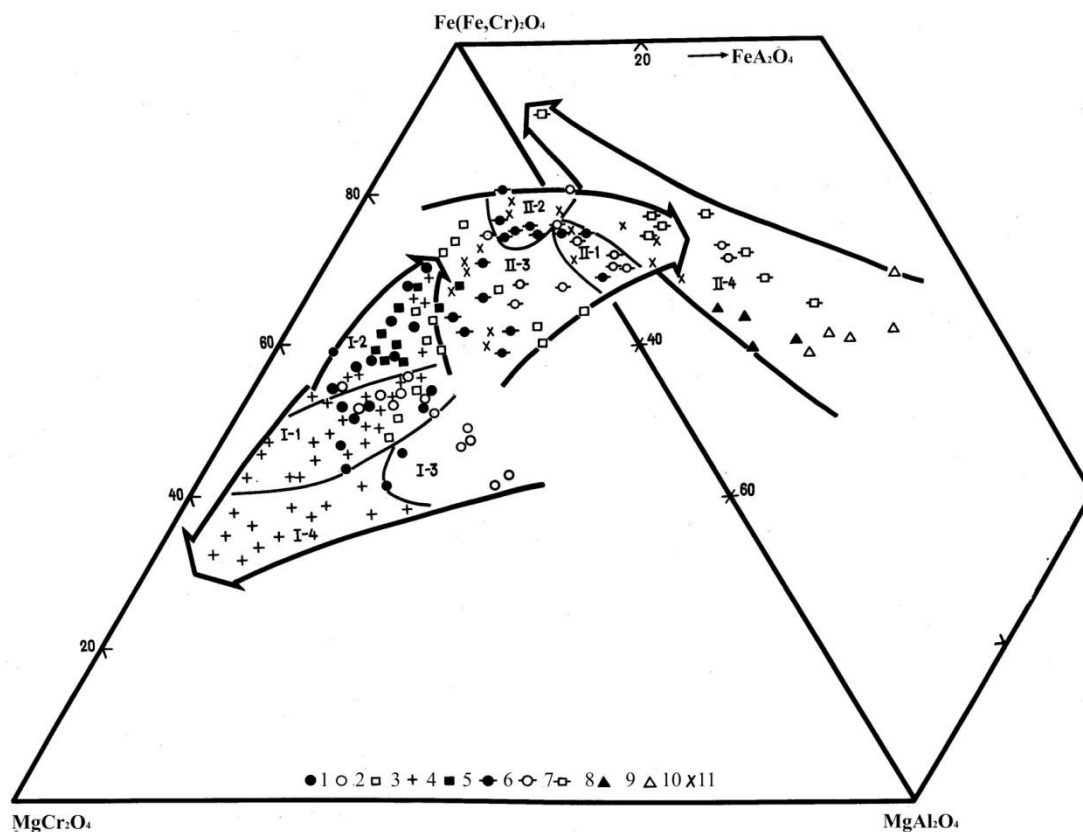


Рис. 1. Нормативный состав хромшпинелидов Красногорского массива. 1 - 5 - комплекс реститовых ультрамафитов: 1 - акцессории дунитов, 2 - то же гарцбургитов, 3 - то же жильных пироксенитов, 4 - хромититы в дунитах и гарцбургитах, 5 - то же в жильных пироксенитах; 6 - 11 - КК ультрамафитов: 6 - акцессории дунитов, 7 - то же гарцбургитов, 8 - то же пироксенитов, 9 - то же плагиоклазовых лерцолитов, 10 - то же оливиновых габбро-норитов, 11 - хромититы.

3. Среди МПГ в хромититах дунит-гарцбургитового комплекса преобладают твердые растворы и сульфиды Ru, Os и Ir, в хромититах такситового КК – изоферроплатина, а в жильных ортопироксенитах в поле однородных дунитов (которые можно рассматривать в качестве связующего звена между дунит-гарцбургитовым и железистым комплексами) – многокомпонентные твердые растворы на основе Pt, Ir, Rh, Os и Ru (см. табл.). МПГ из такситового КК пород и подстилающих их дунитов Красногорского массива по своим главным минералого-геохимическим характеристикам аналогичны, соответственно, минералам магматогенного и магматогенно-флюидно-метасоматического Pt типов габбро-пироксенит-дунитовых плутонов Ачайваямской островной дуги Корякского нагорья (массивы Гальмознан, Сейнав и др.).

4. Основными концентраторами редкоземельных элементов (РЗЭ) в ультрамафитах Красногорского массива являются клинопироксен - до 6 ppm, и амфибол - до 34 ppm (анализ проведен методом SIMS в ЯФ ФТИ РАН, г. Ярославль на приборе CAMECA IMS 4f С.Г. Симакиным и Е.В. Потаповым). Концентрации РЗЭ в ортопироксенах незначительны – около 0,2 ppm. Как и в ряде других массивов ультрамафитов офиолитовых построек, составы ортопироксена, клинопироксена и амфибола, по соотношению в них тяжелых РЗЭ (ТРЗЭ) и легких РЗЭ (ЛРЗЭ), смещены относительно хондритовых пропорций в область ТРЗЭ (рис. 2). Исключением является амфибол из шлировых сегрегаций хромита среди магнезиальных дунитов (см. рис. 1), который совместно с хлоритом и первичным серпентином заполняет интерстициальное пространство между кристаллами хромшпинелида. В этом амфиболе параметр

ЛРЗЭ/ТРЗЭ резко смещен относительно хондритовых пропорций в область ЛРЗЭ. Это обстоятельство свидетельствует о том, что в процессе преобразования примитивного мантийного субстрата ТРЗЭ фракционировали преимущественно в клинопироксен, а значительная часть ЛРЗЭ растворялась в равновесном с реститом расплаве или флюидной фазе, посредством которой происходила мобилизация рудного вещества, включая элементы платиновой группы (ЭПГ), и формирование хромититовых рудопроявлений.

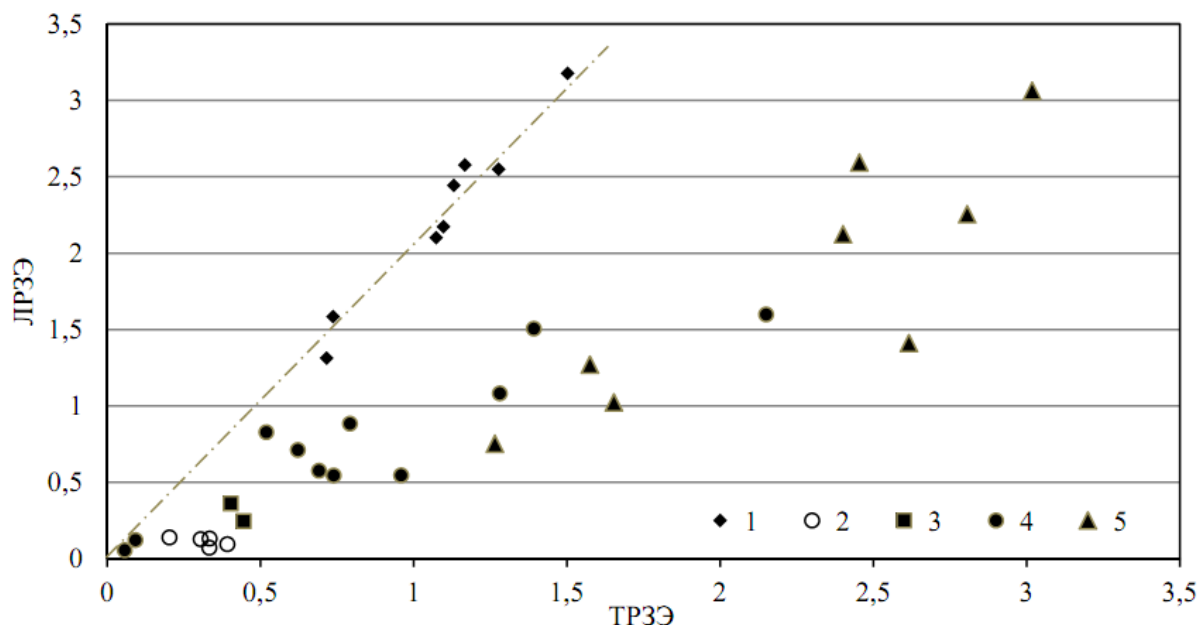


Рис. 2. Соотношение ЛРЗЭ и ТРЗЭ в клинопироксенах Красногорского массива. 1 - углистые, обыкновенные и энстатитовые хондриты [2]; 2 - магниальные гарцбургиты; 3 - ортопироксениты; 4 - железистые ультрамафиты КК; 5 - плагиоклазовые лерцолиты, оливиновые габбро-нориты, габбро-нориты КК.

5. В процессе флюидно-метаморфогенного преобразования перидотитового фундамента офиолитов островодужного типа происходит наиболее интенсивное перераспределение вещества между сосуществующими породообразующими минералами и просачивающимся сквозь силикатную матрицу флюидом. Это приводит к рафинированию составов новообразованных оливинов и пироксенов (повышению их магниальности, снижению концентраций Al_{Cr} в пироксенах), образованию высокохромистого акцессорного и рудообразующего хромшпинелида (см. рис. 1), фракционированию ЭПГ в различные минеральные виды в автономных хромититовых рудопроявлениях (см. табл.) и к трансформации исходного геохимического фона мантийных перидотитов, включая ЭПГ и РЗЭ.

Вместе с тем признаки мантийного происхождения источников ЭПГ и РЗЭ имеют место быть. Для ЭПГ это – сохранение хондритовых пропорций между Os, Ir и Ru в валом составе МПГ отдельных рудопроявлений хромититов, несмотря на широкий спектр минеральных видов, индивидов и агрегатов ЭПГ (см. табл.), а для РЗЭ в клинопироксенах – сохранение хондритовых пропорций между некоторыми ТРЗЭ, включая Y (рис. 3). Примечательно, что сохранение хондритовых пропорций между ТРЗЭ фиксируется не только в клинопироксенах, но и в амфиболах (см. рис. 3).

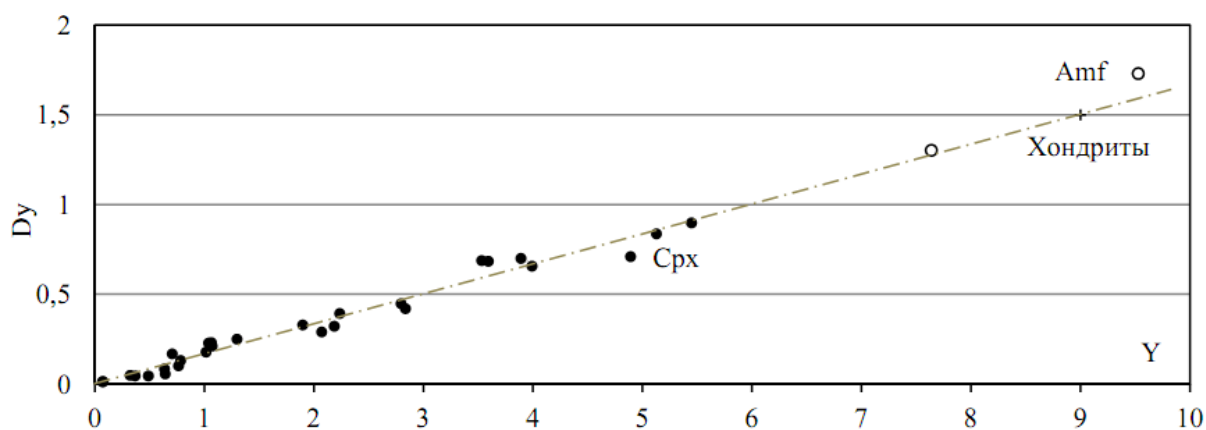


Рис. 3. Клинопироксены и амфиболы Красногорского массива

Аналогичная в целом ситуация намечается и в менее истощенных представителях островодужных перидотитов, например, в клинопироксенах и амфиболах Войкаро-Сыньинского массива на Полярном Урале (рис. 4) [3].

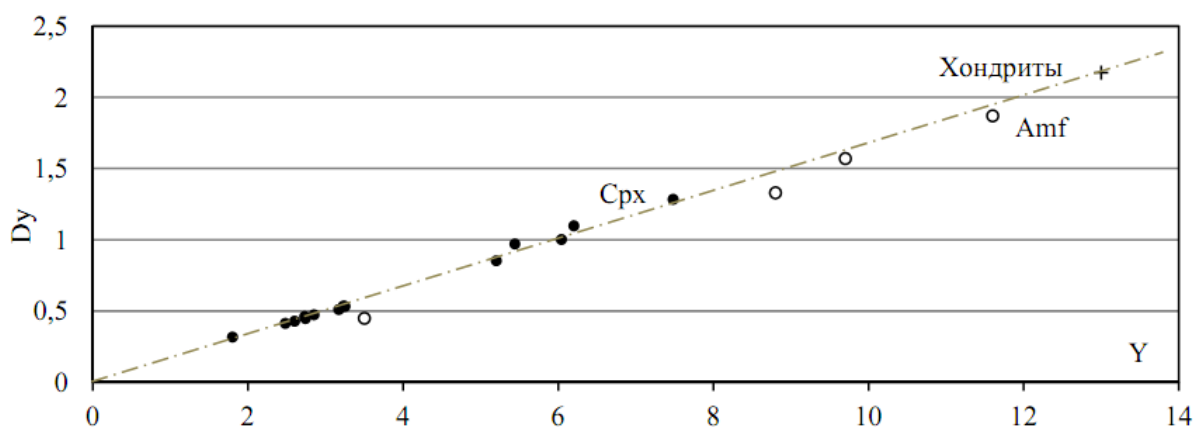


Рис. 4. Клинопироксены и амфиболы из пироксенитов Полярного Урала.

Таким образом, можно утверждать, что поведение РЗЭ в петрогенезисе ультрамафитов, как и поведение ЭПГ, контролируется эволюцией восходящих потоков мантийного флюида и активным взаимодействием его с силикатной матрицей исходного перидотитового фундамента офиолитовых построек. Наиболее «продвинутыми» в этом отношении являются перидотитовые комплексы островодужного типа, где процесс флюидно-метаморфогенного перераспределения вещества приводит к образованию хромититовых руд и генетически связанными с ними ассоциациями МПГ.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ №10-05-00030-а и № 11-05-12048-офи-м.

1. Паланджян С.А. Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 104 с.
2. Маракушев А.А., Безмен Н.И. Эволюция метеоритного вещества, планет и магматических серий. М.: Наука, 1983. 185 с.
3. Batanova V.G., Belousov I.A., Savelieva G.N., Sobolev A.V. Consequences of channelized and diffuse melt transport in supra-subduction zone mantle: evidence from the Voykar ophiolite (Polar Urals) // Journal of petrology. 2011. V. 52, N 12. P. 2483-2521.

**ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РАВНОВЕСИЯ
ХРОМШПИНЕЛИД - РАСПЛАВ ПРИ ДАВЛЕНИЯХ ДО 15 КБАР:
ПРОГРАММА SPINMELT-2.0 И ЕЁ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ**

Г.С. Николаев, А.А. Аriskin, Г.С. Бармина

*Институт геохимии и аналитической химии им. Вернадского РАН, Москва,
Россия, gsnikolaev@rambler.ru, ariskin@rambler.ru*

**NUMERICAL MODELING OF CHROMIAN SPINEL – BASALTIC MELT
EQUILIBRIUM AT PRESSURES UP TO 15 KBARS: SPINMELT-2.0 AND ITS
PETROLOGICAL APPLICATIONS**

G.S. Nikolaev, A.A. Ariskin, G.S. Barmina

*Vernadsky Institute of geochemistry and analytical chemistry, Moscow, Russia,
gsnikolaev@rambler.ru, ariskin@rambler.ru*

A new version of the SPINMELT program is now presented. It allows one to model chromian spinel compositions at variable $T - fO_2$ -conditions for a large range of mafic to ultramafic melts at pressures up to 15 kbars. Examples of testing the new spinel model are given. Topology of the chromite-silicate liquid system is discussed using the Burakovo-Aganozero layered intrusion parental magma.

Представлена новая версия ЭВМ-модели SPINMELT [1] для расчета состава хромшпинелида и $T-fO_2$ -условий его ликвидусного равновесия для широкого диапазона базальтовых расплавов при давлениях до 15 кбар. Программа основана на решении системы пяти эмпирических нелинейных уравнений, связывающих состав хромшпинелида (описанного в рамках термохимической модели [2]) с температурой и составом равновесного расплава (двухпозиционная модель Нильсена-Дунгана) при заданном давлении.

Массив данных для калибровки был сформирован с помощью базы экспериментальных данных INFOREX [3]. Он включает 350 пар хромшпинелид - расплав, полученных в опытах с сухими природными стеклами нормальной щелочности при $fO_2 \leq QFM+2$ в 33 исследованиях. В состав выборки входят 221 эксперимент при 1 атм., 105 – при 10 кбар и 24 – при 15 кбар. Диапазон составов расплава даёт представление о границах применимости модели (мас.%): SiO_2 - 42.7÷61.5, TiO_2 - 0.01÷4.5, Al_2O_3 - 9.6÷22.5, FeO – 3.3÷18.6, MgO – 4.0÷25.6, CaO – 4.0÷16.3.

Высокобарные эксперименты проводятся в условиях неконтролируемой фугитивности кислорода. Для оценки значений фугитивности кислорода этих опытов было использовано уравнение, определяющее окислительные условия по составам равновесных хромшпинелида и оливина [4], которое является модификацией уравнения Балльхауса [5].

Общий вид регрессионных уравнений для пяти реакций, описывающих распределение Cr, Al, Mg, Fe и Ti, -

$$\ln K = \frac{A}{T} + B * P + C * \Delta \lg QFM + \sum_i D_i * R_i + Const ,$$

где K – константа соответствующей обменной или минералообразующей реакции, T – температура в °K, P – давление, кбар, $\Delta \lg QFM$ – сдвиг окислительно-восстановительных условий относительно буфера QFM в лог. ед., R – структурно-химический параметр расплава, подобный $\ln(NBO/T)$ или $\ln(Si/O)$. В ряде случаев значительного повышения точности описания выборки удалось достичь, аппроксимируя параболической зависимостью взаимосвязь константы равновесия реакции с параметром $\Delta \lg QFM$ и $\ln(Fe^{3+}/Fe^{2+})_{Liq}$.

Учитывая предыдущие наработки по калибровке уравнений первой версии программы SPINMELT [1], для описания состава шпинелида использовались следующие константы:

$$K_1 = \frac{(a_{\text{FeCr}_2\text{O}_4})_{sp}}{(a_{\text{FeCr}_2\text{O}_4})_L} - \text{ для реакции образования хромитового минала; } K_2 = Al_{sp} -$$

содержание Al в хромшпинелиде, при этом Al_{Liq} входит в число предикторов;

$$K_3 = \frac{(Mg/Fe^{2+})_{sp}}{(Mg/Fe^{2+})_L} - \text{ константа обменной реакции Mg и Fe}^{2+} \text{ между хромшпинелидом и}$$

расплавом; $K_4 = (Fe^{3+}/Fe^{2+})_{sp}$ - катионное отношение в хромшпинелиде и $K_5 = Ti_{sp}/Ti_L$ - коэффициент распределения Ti между хромшпинелидом и расплавом.

Полученные таким образом пять регрессионных зависимостей, были объединены с системой стехиометрических соотношений [2]. Решение системы этих уравнений возможно итерационным методом.

Использован оригинальный подход к способу учета влияния давления, который тесно связан со структурой выборки. Из общих соображений можно ожидать нелинейный характер воздействия давления на структуру расплава и константу реакции. Учитывая, что экспериментальная выборка состоит из опытов, проводившихся при 0.001, 10 и 15 кбар, логично понизить размерность регрессионного уравнения и вывести вместо одного – три, для каждого из этих значений давления. Таким образом, вместо усредненных по всей выборке, значений регрессионных коэффициентов в неявном виде вводится зависимость каждого регрессионного коэффициента от давления. Для получения решений при промежуточных значениях давления все регрессионные коэффициенты следует линейно интерполировать. Линейная интерполяция применялась как наиболее простая.

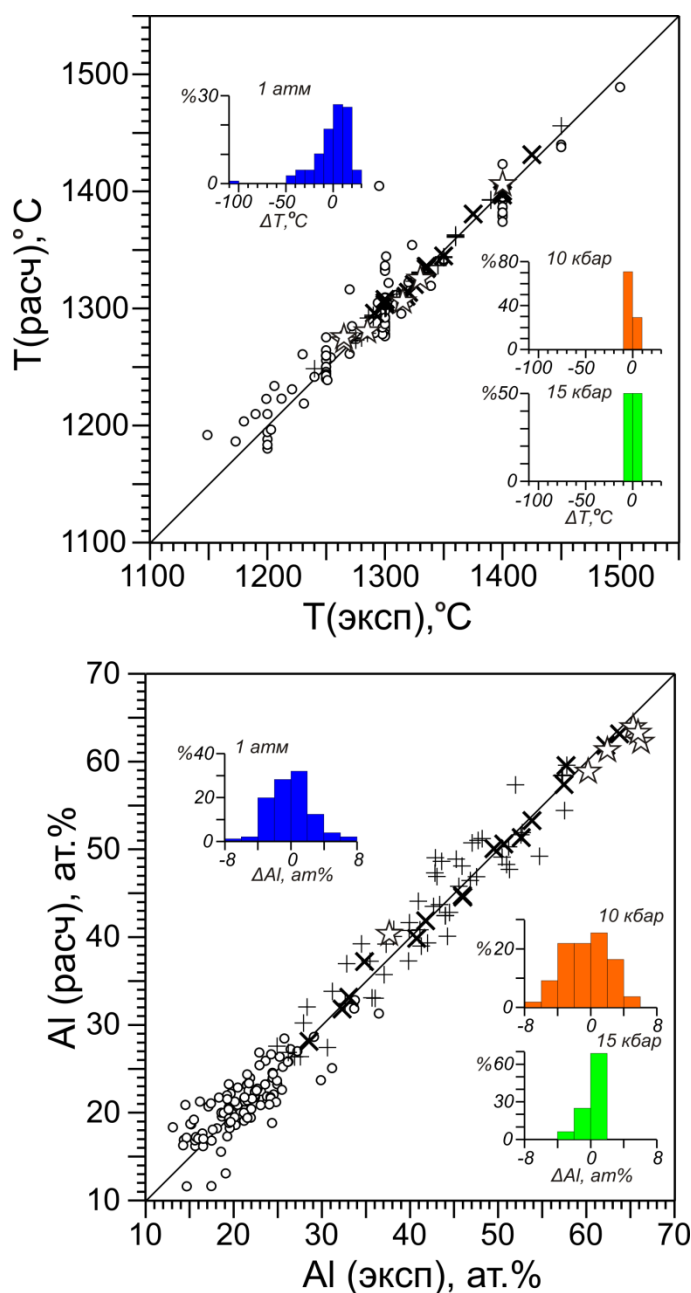


Рис.1. Сравнение экспериментальных составов шпинели с рассчитанными по модели SPINMELT-2.0 (на графиках: кружки – эксперименты при 1 атм, прямые кресты – 10 кбар, косые кресты – 15 кбар, звезды – опыты при 11-12 кбар, не включенные в калибровочную выборку).

Тестирование программы SPINMELT-2.0 проводилось на массиве из 173 точек, вошедших в калибровочные выборки всех пяти уравнений. Кроме того, для тестирования использовались 6 опытов при 11-12 кбар, которые не вошли в калибровочную выборку и являются независимыми. Для каждой точки выборки по каждому выходному параметру вычислялось отклонение расчетных значений от экспериментальных ($\Delta = X_i^{\text{exp}} - X_i^{\text{calc}}$), а также модуль этой величины ($|\Delta| = |X_i^{\text{exp}} - X_i^{\text{calc}}|$), которые затем усреднялись. При расчете показателей Δ и $|\Delta|$ отношений катионов в шпинелиде усреднялась величина $100 \cdot (X_i^{\text{exp}} - X_i^{\text{calc}}) / X_i^{\text{exp}}$. Результаты тестирования приведены в таблице и на графиках (Рис.1)

Табл.

Результаты тестирования модели SPINMELT-2.0

N		T °C	Mg, ат. %	Fe2, ат. %	Al, ат. %	Cr, ат. %	Fe3, ат. %	Ti, ат. %	Cr/Al отн. %	Mg/Fe отн. %	Fe3/Fe2 отн. %
173	Δ	1.1	-0.08	0.09	-0.18	0.21	-0.04	0.01	-0.1	-1.4	-19.0
	$ \Delta $	10.9	0.46	0.46	1.91	1.96	0.43	0.08	14.5	6.8	27.6

На примере родоначального расплава Бураковско-Аганозёрского расслоенного массива Заонежья SHL (в мас. %: SiO₂ – 54.28, TiO₂ – 0.77, Al₂O₃ – 12.11, FeO – 9.74, MnO – 0.16, MgO – 11.27, CaO – 9.50, Na₂O – 1.67, K₂O – 0.50, P₂O₅ – 0.05, Cr₂O₃ – 0.14) [6] исследована топология системы шпинелид – расплав при давлении до 15 кбар (Рис. 2). Установлено, что с ростом давления, зависимость температуры ликвидуса от степени окисления и концентрации хрома в расплаве меняется с прямой на обратную.

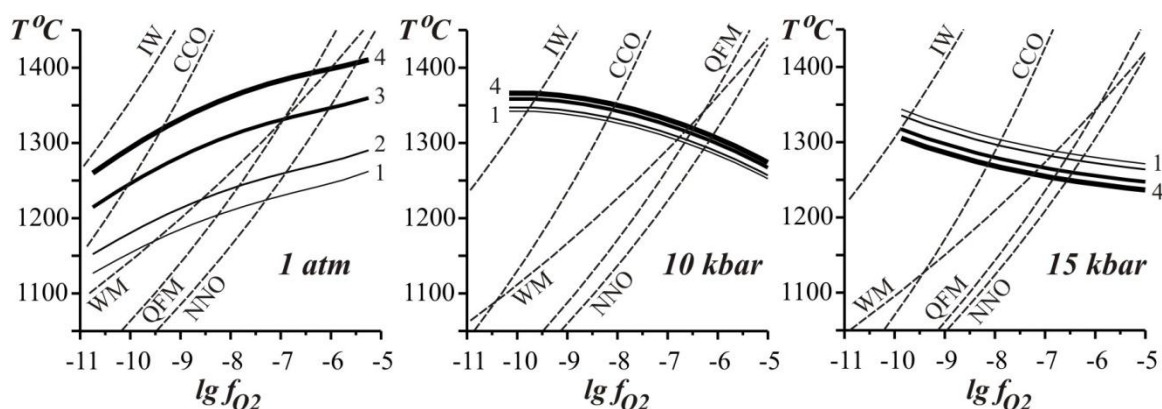
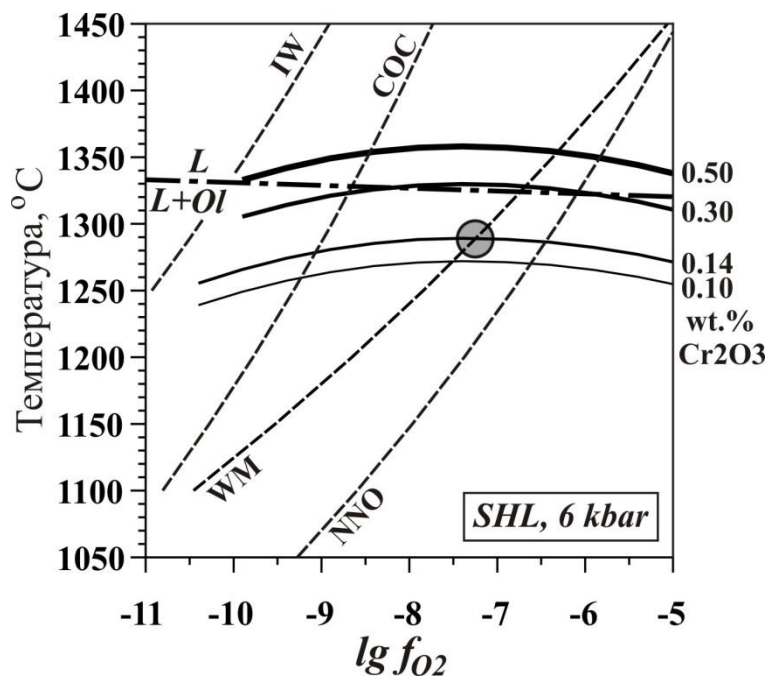


Рис. 2. Изоплеты ликвидусной поверхности хромшпинелида для состава SHL, имеющего разные концентрации хрома. Цифрами обозначены изоплеты (Cr₂O₃ в мас. %): 1- 0.1, 2 - 0.14, 3 – 0.3, 4 – 0.5.

Учитывая реальную геологическую ситуацию, для модельного состава SHL были рассчитаны условия насыщения хромшпинелидом при давлении 6 кбар (рис. 3). Для оценки реалистичности расчетов можно сформулировать дополнительные ограничения на условия кристаллизации хромшпинелида: (1) Присутствие магнетита в верхних частях разреза плутона позволяет предполагать “умеренно окислительные” условия, близкие буферному равновесию вюстит-магнетит (WM±0.5). (2) Кумулятивные кристаллы хромита установлены только в верхней части разреза базальной зоны оливиновых кумулатов. Следовательно, температура появления хромита в кристаллизационной последовательности должна быть несколько ниже температуры оливинового ликвидуса (1323°C).

Изоплета 0.14% Cr_2O_3 , соответствующая оценке концентрации хрома в родоначальном расплаве, пересекает линию буфера WM на 30 градусов ниже ликвидуса оливина. Это является независимым подтверждением реалистичности данных построений. Приводятся результаты расчёта состава хромита, равновесного SHL, в зависимости от редокс-условий и содержания хрома.

Рис. 3. Расчёт условий насыщения хромшпинелидом модельного расплава SHL. Серым кружком отмечены условия наиболее вероятного начала кристаллизации хромита при формировании Бураковско-Аганозерского плутона.



Выполнено при финансовой поддержке РФФИ (грант №№ 11-05-00268a)

1. Ariskin A.A., Nikolaev G.S. An empirical model for the calculation of spinel-melt equilibrium in mafic igneous systems at atmospheric pressure: I. Chromian spinels // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V.123. P. 282-292.

2. Sack R.O. Spinels as petrogenetic indicators: Activity-composition relations at low pressure // Contrib. Mineral. Petrol. 1982. V. 79. P. 169-186.

3. Ariskin A.A., Barmina G.S. COMAGMAT: Development of a Magma Crystallization Model and Its Petrological Applications // Geochemistry International. 2004. V. 42, Suppl. 1. P. S1-S157.

4. Николаев Г.С., Арискин А.А., Бармина Г.С. Тестирование и перекалибровка оливин-шпинелевого $f\text{O}_2$ геобарометра Баллхауса // Всеросс. Ежегодный семинар по эксп. минералогии, петрологии и геохимии (ЕСЭМПГ-2012), 17-18 апр. 2012. Тез. докл. Москва: ГЕОХИ РАН, 2012. С. 67.

5. 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 // Contribs Mineral. Petrol. 1991. V. 107, N 1. P. 27-40. (Erratum: Contribs Mineral. Petrol. 1994. V. 118, N 1. P. 109.)

6. Николаев Г.С., Арискин А.А. Бураковско-Аганозёрский расслоенный массив Заонежья: II. Строение краевой группы и оценка состава родоначальной магмы методом геохимической термометрии // Геохимия. 2005. № 7. С. 712-732.

ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ХАЛЬТА-УДИНСКОГО МАССИВА

Д.В. Пестерев

*Новосибирский государственный университет, Институт геологии и минералогии им.
В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, tunderfury@ngs.ru*

PETROGRAPHIC, MINERALOGIC AND PETROCHEMIC FEATURES OF HALTA-UDINSKIY INTRUSION

D.V. Pesterev

*Novosibirsk State University, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS,
Novosibirsk, Russia, tunderfury@ngs.ru*

Halta-Udinsky intrusion located in the western part of East Sayan, marked on many geological maps as gabbroid. It is located in close proximity to the ore-bearing mafic-ultramafic bodies of Gutara-Uda metallogenic zone (Tartaysky, Ognitsky, etc.). Our investigations have established that it is not perspective for Cu-Ni-PGE mineralization, and are not genetically associated with ore-bearing intrusions. In addition, it is not gabbroic intrusion, and is composed primarily of diorites.

Геологическое положение Хальта-Удинского массива

С позиции глобальных тектонических структур Хальта-Удинский массив располагается на границе Бирюсинского блока и Удино-Колбинской складчатой системы Восточного Саяна. Площадь выходов пород массива составляет более 25 км². Местность сильно пересечена, относительные перепады высот достигают 600 м, однако, не смотря на это, обнаженность коренных пород очень невелика. Предполагалось, что этот массив, обозначенный на геологической карте N-47-077 как габброидный, и располагающийся в непосредственной пространственной близости от рудоносных ультраосновных массивов (Тартайский, Огнитский, Медвежий Лог и др.) Гутаро-Удинской металлогенической зоны в пределах неройской серии бирюсинского комплекса, может быть генетически связан с ними и, соответственно, может быть перспективен на Cu-Ni-Pt оруденение.

Петрографическая характеристика пород Хальта-Удинского массива

Как показали проведенные нами исследования, для Хальта-Удинского массива не характерна дифференцированность, он сложен преимущественно в различной степени метаморфизованными диоритами, полосчатыми диоритами; присутствуют шлиры и дайки долеритов, дайки катаклазированных тоналитов.

В **диоритах** соотношение породообразующих минералов варьирует в следующих пределах: плагиоклаз от 50% до 80% в лейкодiorите, роговая обманка от 15% до 40%, встречаются кварцсодержащие разности, но доля кварца не превышает 5%. Из аксессуарных минералов в породах встречается магнетит, ильменит, апатит, рутил, титанит. Свежие, не измененные породы редки; диориты, как правило, в различной степени изменены (сосюритизирован плагиоклаз, роговая обманка замещена хлоритом), встречаются породы, рассечённые гидротермальными кварц-эпидот-хлоритовыми прожилками. По структуре диориты можно разделить на две группы: 1) имеющие порфировидную структуру; в этой группе плагиоклаз, как правило, образует вкрапленники, окружённые плагиоклаз-роговообманковым матриксом; 2) диориты с полнокристаллической, неравномернозернистой, среднезернистой структурой.

По составу **полосчатые диориты** неотличимы от массивных: плагиоклаз от 50 до 70%, роговая обманка 20-30%, кварц – иногда до 10%. Структура полосчатых диоритов немато-гранобластовая, текстура полосчатая с чередованием зон, сложенных преимущественно плагиоклазом, и зон с преобладанием роговой обманки. Характерной

особенностью полосчатых диоритов является присутствие изогнутых таблитчатых кристаллов плагиоклаза. Деление пород на полосчатые диориты и диориты весьма условно, так как существуют все переходные разности с различной степенью “полосчатости”, от диорита до полосчатого диорита. Полосчатость, вероятнее всего, вызвана динамометаморфическим воздействием на диориты, находящиеся в приразломной зоне, а так как разломы встречаются в пределах массива нередко и зачастую пересекаются друг с другом, образуя целую сеть более мелких разломов, то и полосчатые диориты встречаются часто в пределах массива и располагаются незакономерно.

Катаклазированные тоналиты встречаются в различных частях массива в виде даек мощностью до первых метров. Породы состоят преимущественно из относительно крупных зёрен плагиоклаза (60-80%), имеющих неправильные ограничения, изогнутых, с волнистым погасанием, погруженных в мелкозернистый агрегат из зёрен кварца. Из акцессорных минералов стоит особо отметить монацит, встречающийся в тоналитах наряду с апатитом и рутилом. Иногда в мелкозернистой кварцевой массе присутствуют также вторичные минералы: хлорит, мусковит, эпидот, которые, вероятнее всего, появились в породе в результате гидротермального процесса, что подтверждается приуроченностью этих минералов к прожилкам. Структура породы цементная, повсюду можно наблюдать признаки катаклаза (волнистое погасание, изогнутость плагиоклаза), текстура массивная.

В **долеритах**, состоящих, преимущественно, из роговой обманки и плагиоклаза, роговой обманки существенно больше, чем в диоритах, что подтверждается и отличиями по химическому составу: 46,5-51% SiO_2 , повышенное содержание TiO_2 , 8-10,5% MgO . По структуре долериты, как и диориты, можно разделить на две группы: 1) долериты с порфировидной структурой с диабазовой структурой основной массы. Порфировидные выделения представлены плагиоклазом, основная масса — полнокристаллическая, мелкозернистая, отчасти микрозернистая, и состоит из беспорядочно расположенных призматических, а также неправильной формы индивидов плагиоклаза, промежутки между которыми заняты несколькими, как идиоморфными, так и неправильной формы зёрнами роговой обманки. 2) Долериты без порфировидных выделений, с диабазовой структурой, как правило, сильно изменены.

Минералогическая характеристика пород Хальта-Удинского массива

Плагиоклаз в диоритах представлен как идиоморфными таблитчатыми кристаллами, так и выделениями неправильной формы размерами по диагонали от 0,2 до 5 мм с хорошо выраженными полисинтетическими двойниками. В большинстве случаев плагиоклаз сосюритизирован.

Как правило, плагиоклаз в диоритах Хальта-Удинского массива представлен зональными кристаллами, центр которых сложен андезином (An_{30-45}), сменяющийся к краям олигоклазом (An_{20-29}). Прямая зональность свидетельствует о том, что расплав не ассимилировал в себя больших объёмов известковистого материала из вмещающих пород. В долеритах с порфировидной структурой в порфировых вкрапленниках плагиоклаза ядро основного состава (лабрадор), сменяющееся к краям андезином и олигоклазом. Вкрапленники плагиоклаза в порфировидных долеритах имеют размеры 5-6 мм. В полосчатых диоритах и катаклазированных тоналитах можно наблюдать изогнутые зёрна плагиоклаза, а также зонально сосюритизированные зёрна плагиоклаза, что связано с зональным изменением состава плагиоклаза.

Амфиболы представлены буро-зелёной роговой обманкой в виде призматических, вытянутых кристаллов размером от 0,1 до 6 мм по длинной оси, плеохроирующих от зелёного до желтоватого цвета. По классификации кальциевых амфиболов, исследованные роговые обманки попадают в поля составов чермакита и

магнезиальной роговой обманки. Роговая обманка замещена хлоритом, причем, иногда на 80-90%.

Исследуя шлифы, удалось оценить объёмы **рудных минералов**, которые сильно варьируют в зависимости от типа породы: от 0,5-1% в диоритах до 3-4% в полосчатых диоритах и долеритах. Иногда встречаются долериты с 5% содержанием непрозрачных минералов. Среди рудных минералов были обнаружены ильменит, а также его марганцевая разновидность (манганильменит), магнетит и рутил. Как правило, рудные минералы являются ксеноморфными и располагаются в межзерновом пространстве зерен роговой обманки, непосредственно контактируя с ними. Визуально наблюдается прямая корреляция количества ильменита и других рудных минералов в породе от меланократовости, то есть долериты в большей степени обогащены непрозрачными минералами.

Петрохимическая характеристика пород Хальта-Удинского массива

Калий является подвижным компонентом, и он привносился либо выносился из системы при метаморфическом и гидротермальном (эпидот-хлоритовые прожилки) воздействии. В то время как титан является инертным компонентом; рассматривая поведение титана в диоритах и полосчатых диоритах в первом приближении можно сказать, что он не меняется с изменением SiO_2 . Диориты, полосчатые диориты, долериты и тоналиты на диаграмме SiO_2 -($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) попадают в поля нормальных и умеренно-щелочных пород. Все породы характеризуются существенным (в несколько раз или даже на порядок) преобладанием натрия над калием. При переходе от наименее кислых пород (долериты) к средним по содержанию SiO_2 породам (диориты и полосчатые диориты) Al_2O_3 начинает уменьшаться при увеличении SiO_2 . Это можно объяснить уменьшением меланократовости диоритов и полосчатых диоритов по сравнению с долеритами за счёт увеличения доли плагиоклаза в составе породы, и как следствие, интенсивное расходование Al. Fe и Mg ведут себя аналогично, их концентрации в породах убывают по мере увеличения кремнекислотности, но Mg убывает быстрее, чем Fe и вследствие этого железистость возрастает при переходе от основных пород к более кислым. Концентрация Ca, также как и Mg, уменьшается по мере увеличения содержания SiO_2 . Щёлочи ведут себя в породах по-разному: Na накапливается в породах по мере увеличения кремнекислотности, а калий ведёт себя не закономерно, что связано, скорее всего, с перераспределением калия при вторичном изменении пород.

Как следует из вышеизложенного, Хальта-Удинский массив не перспективен на наличие сульфидного Pt-Cu-Ni оруденения, что подтверждается как прямым анализом рудных минералов на микрозонде (JEOL JXA-8100) и сканирующем электронном микроскопе (LEO), так и косвенными данными. В породах преобладает оксидная минерализация – окислы Fe, Ti, Mn. В шлиховых пробах не обнаружено ни одного зерна Cr-шпинелидов или минералов группы платины. Из основных пород преобладают Pl-Hbl долериты, ультраосновная часть отсутствует.

Кроме того, исходя из первоначальной рабочей гипотезы о том, что породы Хальта-Удинского массива могут являться дифференциатами ультраосновных расплавов, была предпринята попытка сравнения со второй фазой Йоко-Довыренского массива. По данным Е.В. Кислова [1], Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый массив – единственный в Сибири мощный и хорошо сохранившийся расслоенный массив, являющийся наиболее крупным и полно дифференцированным интрузивом довыренского комплекса Северного Прибайкалья. Для Йоко-Довыренского массива предполагается двухфазное внедрение магмы: в первую очередь происходило внедрение пикритового расплава, из которого кристаллизовались плагиоперидотиты, дуниты, троктолиты, оливиновые габбро и габбронориты, затем дополнительные

инъекции в камеру базальтоидного расплава из промежуточного глубинного очага приводило к образованию силлов и даек габброноритов второй фазы [1]. Рудоносные ультрамафит-мафитовые интрузивы Гутаро-Удинской металлогенической зоны Алхадырского террейна сложены только ультраосновной частью, близкой к породам первой фазы внедрения (пикритовый расплав) Йоко-Довыренского расслоенного интрузива по возрасту (около 712 млн. лет), химическому и петрографо-минералогическому составу. Таким образом, исследованные рудоносные интрузивы Гутаро-Удинской металлогенической зоны могут являться аналогами ультраосновной части достаточно изученного Йоко-Довыренского массива, который может служить эталоном. Но в районе распространения рудоносных базит-ультрабазитовых интрузивов Гутаро-Удинской зоны до сих пор не были обнаружены габброидные интрузии, которые были бы сопоставимы с породами второй фазы внедрения Йоко-Довыренского массива (габбронориты II фазы), и для которых достоверно была бы выявлена связь с рудоносными базит-ультрабазитовыми телами. В связи с тем, что рассматриваемый Хальта-Удинский габброидный массив находится в пространственной близости от рудоносных массивов Гутаро-Удинской зоны, была выдвинута гипотеза об их генетической связи и едином магматическом источнике. Следовательно, габброидный Хальта-Удинский массив должен иметь схожие черты состава и строения с силами и дайками габброноритов второй фазы внедрения Йоко-Довыренского массива, который был использован для сравнения в качестве близкого аналога. Но из проведённых исследований удалось установить значительные отличия петрографического, минералогического и химического состава пород Хальта-Удинского массива от пород второй фазы Йоко-Довыренского массива, образовавшихся при инъекции в камеру базальтоидного расплава.

Авторы работы благодарят за советы и помощь при выполнении работы М.Ю. Подлипского, Н.Д. Толстых, А.Э. Изоха, А.В. Вишневского, Р.А. Шелепаева. Работа выполнена при поддержке проектов ОНЗ СО РАН 2.1 и РФФИ № 12-05-00112.

1. Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив, Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1998. 265 с.

**ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ Cu-Ni СУЛЬФИДОВ В ТЕЛАХ
МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВ КУН-МАНЬЕНСКОГО ИНТРУЗИВНОГО
КОМПЛЕКСА (ЮГО-ВОСТОК АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА)**

Л.Л. Петухова, В.С. Приходько, В.А. Гурьянов, А.Н. Пересторонин
*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН им. Ю.А. Косыгина, Хабаровск,
Россия, vladimir@itig.as.khb.ru*

**PECULIARITIES OF DISTRIBUTIONS OF Cu-Ni SULFIDES IN THE ROCKS
OF THE KUN-MANIE INTRUSIVE COMPLEX (SOUTH-EAST OF THE ALDAN-
STANOVVOY SHIELD)**

L.L. Petukhova, V.S. Prikhod'ko, V.A. Gur'yanov, A.N. Perestoronin
*Institute of Tectonics and Geophysics FEB RAS, Khabarovsk, Russia,
vladimir@itig.as.khb.ru*

Peculiarities of distribution of Cu-Ni sulfides in mafite-ultramafite bodies of the Kun-Manie complex have been considered, by way of example, in the Watershed and Iken ore bodies. The first body is composed of different types of websterites and lherzolites, whereas the second body is built up of predominantly gabbro, gabbronorites and websterites

containing plagioclase. Mineral composition of ores is represented by pyrrhotite (Po), pentlandite (Pn) and chalcopyrite (Cp). In the ores of the Watershed body, as compared to those of the Iken body, Ni/Cu ratios are significantly higher while the content of chalcopyrite is relatively lower. This complies within the bounds of the existing empirical dependence of the mineral composition of ores on host-rock composition.

Кун-Маньенский палеопротерозойский комплекс малых интрузий, развитый на юго-востоке Алдано-Станового щита, представлен пластообразными и линзовидными телами, сложенными лерцолитами, плагиоклазовыми и оливиновыми вебстеритами, габброноритами. Комплекс характеризуется кобальт-медно-никелевой с платиноидами минерализацией. Наиболее изученная площадь его развития (Курумканское рудное поле) расположена в междуречье рр. Май (Удской) и Кун-Маньё. В пределах Курумканского рудного поля выявлено около 30 крупных интрузивов ультрамафитов и многочисленные мелкие тела. Они слагают в основном полого падающие на северо-восток и север плитообразные и линзовидные тела мощностью от 0,1-1 м до 70-80 м и протяженностью от 50-250 м до 1-3 км. Основная масса рудных тел с вкрапленной сульфидной медно-никелевой минерализацией занимают отдельные части или весь объем интрузивов. Сульфидные руды оконтуриваются в виде пластообразных залежей, часто по форме повторяя контуры материнских тел. В составе рудных залежей преобладают рядовые вкрапленные руды; богатые густовкрапленные руды локализуются в висячем и лежащем боках мафит-ультрамафитовых тел. В пределах изученной площади были выделены четыре перспективных участка на никель и сопутствующие металлы (медь, кобальт, металлы платиновой группы). К настоящему времени наиболее детально изучены участки Икэнский и Водораздельный, расположенные в центральной части рудного поля. С ними связаны одноименные рудопрооявления сульфидных руд. Для получения информации о петро-геохимическом составе пород и строении интрузивных тел этого комплекса, о составе породообразующих, акцессорных и рудных минералов в рассматриваемых мафит-ультрамафитах был детально проанализирован керн скважин № 21 (тело Водораздельное) и № 25 (Икэнское тело). Первая скважина пробурена в центральной части тела, вторая ближе к флангу, тем не менее керновый материал скважины дает полное представление обо всех типах пород и руд, слагающих это тело.

Рассматриваемые интрузивные породы характеризуются мелко- и среднезернистой структурой, иногда они тонкозернистые и порфировидные, с массивной и неясно ориентированной текстурой. Микроструктура пород панидиоморфнозернистая, реже гипидиоморфнозернистая. Фигуративные точки химических составов пород из керна скв.21 и скв.25 на диаграмме $MgO - Al_2O_3$ образуют два не пересекающихся поля, которые формируют единый линейный тренд. В породах Водораздельного тела содержание MgO составляет от 21,83 до 36,46 вес. %, в Икэнском - от 4,71 до 20,70 вес. %. Центральную часть Водораздельного тела, большую по мощности, слагают лерцолиты, верхнюю и подстилающую нижнюю части – оливиновые и плагиоклазовые вебстериты. Разрез по скв.25 начинается с габбро, габброноритов, которые сменяются преимущественно вебстеритами, переслаивающимися с габбро, габброноритами, и заканчивается габброноритами.

Оливин встречается практически во всех типах пород комплекса. Содержание форстеритового минала в оливинах Водораздельного тела, сложенного лерцолитами и оливиновыми вебстеритами, колеблется от 73 до 85%, преимущественно 84-81%. Оливины в плагиоклазовых вебстеритах и габброноритах Икэнского тела более железистые, количество форстеритового компонента изменяется в пределах 70-78%, в основном - 72-74%. В железистых разностях оливина присутствует небольшое

количество CaO (до 0,27 вес. %). Количество никеля в магнезиальных оливинах колеблется от 0,1 до 0,3 вес. %, а в железистых изменяется в пределах 0,1-0,45 вес. %.

Для пород вебстерит-лерцолитового ряда Водораздельного тела свойственен бронзит. Особенностью таких пироксенов является присутствие небольших количеств Cr_2O_3 (0,1-0,37 вес. %). Состав ортопироксенов из менее магнезиальных пород (Икэнское тело) гораздо разнообразнее: от бронзитов (Fs_{12-30}) до все более и более богатых Fe пироксенов- гиперстенов и даже феррогиперстенов (Fs_{50-70}).

Наиболее магнезиальные клинопироксены ($f=11-19$) встречаются в лерцолитах и оливиновых вебстеритах Водораздельного тела; в них же установлены повышенные содержания Cr_2O_3 (0,1-0,98 мас.%) и Na_2O (до 1,5 мас.%). Состав клинопироксенов плагиоклазовых вебстеритов Икэнского тела более железистый ($f=15-27$), в нем отсутствует Cr_2O_3 .

Состав плагиоклазов из ультрамафитов Водораздельного тела соответствует андезину (34-47% An). Несколько более основные плагиоклазы свойственны породам Икэнского участка: 50,3-55% An. Только в породах этого участка встречается олигоклаз (11,5-28,5% An). Содержания FeO в плагиоклазах изменяется от 0,01 до 1,76 вес. %.

Для паргаситов Водораздельного тела характерны низкая железистость (от 0,17 до 0,28%), значительные вариации содержаний TiO_2 (от 2,78 до 5,56 вес.%) и повышенные значения Cr_2O_3 (0,77-1,29 вес.%). Фигуративные точки составов амфиболов Икэнского тела ложатся в поля эденит-паргасит-гастингсит, их железистость варьирует от 0,16 до 0,7.

Слюда характерна для большинства рассматриваемых пород. Составы слюд располагаются вблизи границы минеральных видов биотит-флогопит. Состав биотитов из пород скв. 21 довольно однообразен и изменяется незначительно. Так, железистость варьирует в интервале 12,19-26,26%, Al_2O_3 -14,05-15,73 вес.%, MgO -16,18-20,49 вес. %. Особенностью этих биотитов являются обогащение Na_2O (до 0,61 вес.%), Cr_2O_3 (0,6-1,06 вес.%) и высокая титанистость (в среднем TiO_2 -7,37 вес.%). Слюды пород Икэнского тела менее магнезиальные (3,97-19,49%), менее титанистые (в среднем 2,88%) и отличаются очень значительными вариациями железистости-18,25-80,27%. Такие примеси, как Na_2O (до 0,6%) и Cr_2O_3 (до 0,79) присутствуют в биотитах, железистость которых, как правило, не превышает 50%. Спецификой этих слюд является наличие Ni (до 0,56 вес.%).

Минеральный состав руд представлен обычной для магматических медно-никелевых месторождений ассоциацией: пирротин (Po), пентландит (Pn) и халькопирит (Cp). Главными рудными минералами в их составе являются (вес. %): пирротин (60-80), пентландит (10-25), халькопирит (10-20); в значительно меньших количествах встречаются пирит, кубанит, борнит, халькозин, бравоит, виоларит, никелин. Выше отмечалось, что густовкрапленные руды из рудопроявлений Курумканского рудного поля приурочены к висячему и лежащему бокам интрузивов. На примере скважин № 21 (Водораздельное тело) и № 25 (Икэнское) эта ситуация подтверждается.

Сульфиды, размером от 0,01 до 0,5 мм, реже до 3 мм, сложены преимущественно агрегатами зерен пирротина в сростании с пентландитом и халькопиритом. Формы сульфидных минералов самые разные. Установлена отчетливая положительная корреляция между содержаниями Ni (Cu, Co) и MgO в породах, оливинах и пироксенах. В породах скважины №21 она более отчетлива. Средние содержания Cu, Ni, и Co в рудах Икэнского и Водораздельного тел составляют (в вес.%): Cu – 0,186 и 0,106, Ni – 0,626 и 0,963, Co – 0,01 и 0,009. Таким образом, отношение Ni/Cu в рудах Водораздельного тела существенно выше, чем в Икэнском. Рассмотрим характер распределения и особенности состава сульфидов в ультрамафитах и мафитах скважин № 21 и № 25. Положительный линейный тренд в координатах Ni и S, а также близкие

значения отношений Ni/Cu в ультрамафитах скважины № 21 указывают на близкое к постоянному в них отношений Pn/Po и Pn/Ср. Изменение содержаний Ni не зависит от основности пород. Устойчиво высокие содержания этого элемента (1,1-1,36 вес.%) обнаруживаются в вебстеритах и лерцолитах. В породах скважины № 25 ситуация немного иная. Здесь отношение Pn/Po несколько выше, сохраняется достаточно постоянным, тогда как относительное содержание халькопирита существенно возрастает. В разрезе этого тела значительная роль принадлежит плагиоклазсодержащим вебстеритам и габбро-норитам. Все это укладывается в рамки существующей эмпирической зависимости минерального состава руд от состава вмещающих пород.

Химические составы сульфидов из пород Водораздельного и Икэнского тел имеют определенные различия. В породах скв. №21 пентландит представлен «железистой» разновидностью с низким содержанием Ni (около 31 вес.%). Наряду с гексагональным пирротинном, практически лишенным примесей, постоянно встречается моноклинный пирротин с содержанием Ni до 7 вес.%, Cu до 2 вес. % и Co до 0,6 вес. %. В породах скв. №25 преимущественным развитием пользуется «никелистый» пентландит с содержанием Ni до 37 вес.%, в пирротинах не обнаружено высоких содержаний Ni, Cu и Co. Здесь постоянно присутствует пирит, содержащий небольшие количества рудных элементов. Составы халькопиритов из пород этих двух скважин близки между собой. Различия в химических составах сульфидов густовкрапленных и «рядовых» руд не обнаружены.

Таким образом, положение сульфидного оруденения в интрузивных телах в основном контролировалась магматическими элементами их внутренней структуры, а особенности распределения рудных парагенезисов обусловлено составом вмещающих пород.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 12-05-00959) и Проекта ОНЗ РАН №2.

**ОЦЕНКА РУДОНОСНОСТИ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ УЧАСТКА
«ЦЕНТРАЛЬНЫЙ-1» ТУКШИНСКОЙ ПЛОЩАДИ НА ОСНОВЕ МОДЕЛИ
КИНГАШСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН,
КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ)**

М.В. Попов

*Национальный исследовательский Томский политехнический университет,
Томск, Россия, PopovMikhailV@yandex.ru*

**VALUE OF GIPERBASITE MASSIFS REPRODUCTIVITY AT PLACE
«CENTRAL-1» OF TUKSHA AREA ON THE BASE OF KINGASH DEPOSIT
MODEL (EASTERN SAYAN, KRASNOYARSK KRAY)**

M.V. Popov

*National research Tomsk politechnical university, Tomsk, Russia,
PopovMikhailV@yandex.ru*

Цель настоящей статьи – показать возможность применения Кингашской физико-геологической модели (ФГМ) при интерпретации полевых материалов смежной площади. Для этого проведен анализ участка «Центральный-1» Тукшинской площади.

Кингашское медно-никелевое с благороднометальным оруденением месторождение находится в Красноярском крае в районе р. Кингаш, правого притока р. Кан.

На изучаемом участке «Центральный-1» выполнены полевые работы для оценки перспектив на оруденение. Интерпретировать полученные данные планировалось, применяя Кингашскую ФГМ (рис. 1), поэтому на участке проводились такие же геофизические работы, как и на Кингашском месторождении. А именно: электроразведка методом вызванной поляризации (ВП), электроразведка методом естественного поля (ЕП) и магниторазведка.

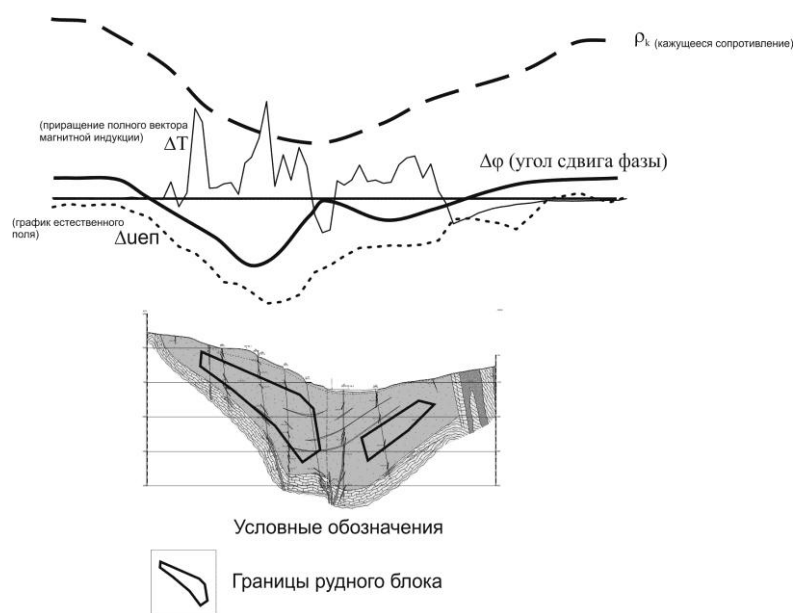


Рис. 1. ФГМ Кингашского месторождения.

На основе ранее проведенных исследований на Кингашском месторождении были предложены следующие критерии обнаружения медно-никелевого оруденения кингашского типа:

1. интенсивная положительная аномалия магнитного поля изометричной (или близкой к ней) формы, имеющая дипольную структуру, то есть сопряженная с глубоким минимумом в северной части аномалии;
2. пространственная связность участков повышения и понижения магнитного поля, локальные обратные соотношения между магнитным и гравитационным полем (на фоне в целом повышенных значений поля силы тяжести) внутри магнитной аномалии;
3. понижение кажущегося удельного электрического сопротивления, повышение поляризуемости и отрицательные аномалии естественного электрического поля в границах магнитной аномалии;
4. высокая дисперсия магнитного поля (по результатам наземной магнитной съемки) при высоких значениях индукции магнитного поля.

Следует отметить, что сочетание всех вышеперечисленных особенностей будет свидетельствовать о большой вероятности наличия рудоносных объектов кингашского типа.

Магнитное поле участка «Центральный-1» приведено на рис. 2. Оно характеризуется наличием крупной положительной аномалии вытянутой формы, которая простирается в северо-западном направлении. Она имеет небольшую интенсивность, порядка 650 нТл, и не представляет собой дипольную структуру. Это

говорит о том, что, скорее всего, она не связана с рудным телом, а обусловлена тектоническим нарушением.

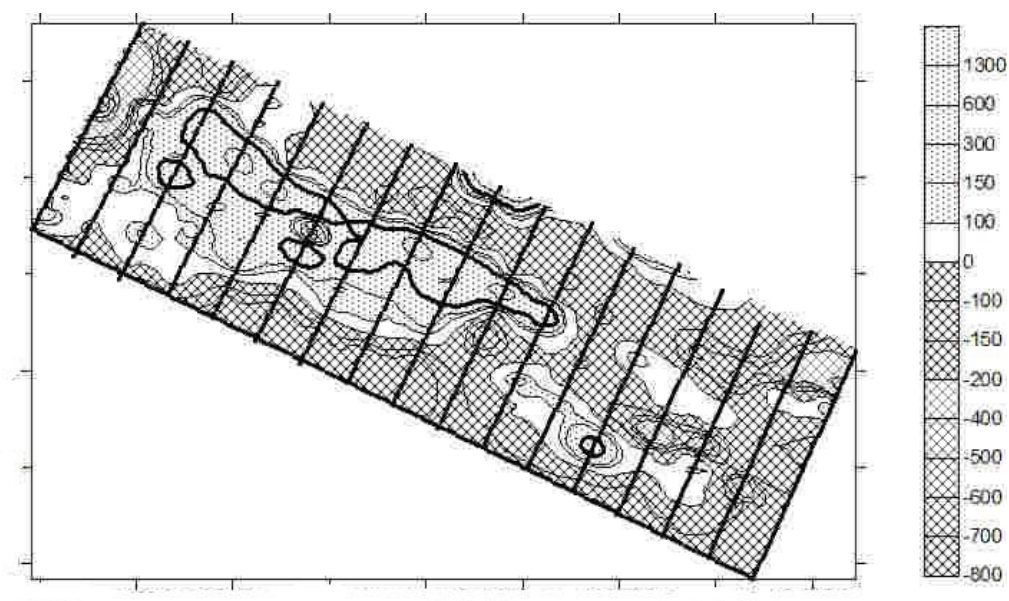


Рис. 2. План изолиний магнитного поля участка «Центральный-1».

Естественное электрическое поле (рис. 3) характеризуется наличием отрицательных значений, что могло бы свидетельствовать о наличии рудного объекта, однако, особенности морфологии этой зоны и её связь с рельефом местности заставляет предполагать её фильтрационную природу, на это же указывают небольшие значения отрицательной аномалии.

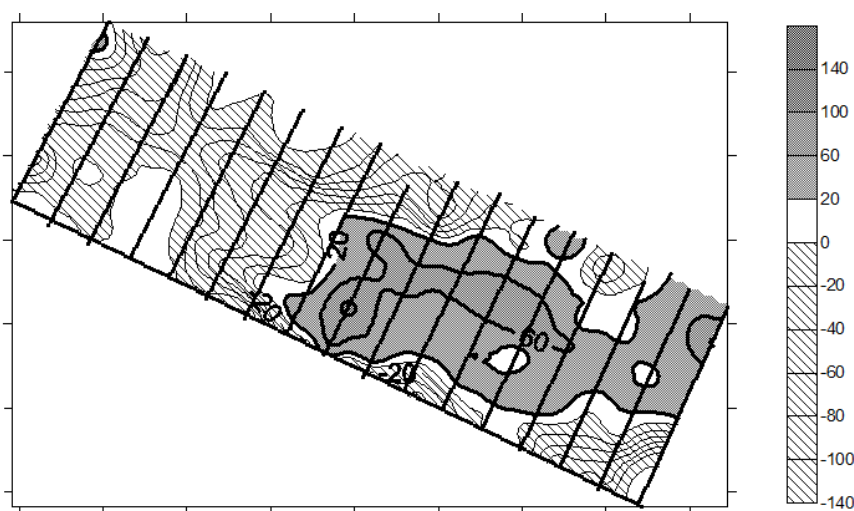


Рис. 3. План изолиний естественного электрического поля участка «Центральный-1».

Поле кажущегося удельного электрического сопротивления приведено на рис. 4. Необходимо отметить, что для всей площади участка характерен очень высокий абсолютный уровень кажущегося удельного сопротивления. Этот факт позволяет сделать вывод, что участок является бесперспективным или, во всяком случае, малоперспективным на обнаружение оруденения Кингашского типа.

Поле поляризуемости (угла сдвига фазы) приведено на рис. 5. Поле достаточно однородно и не имеет выраженных отрицательных аномалий. Можно сделать вывод,

что эти аномалии связаны лишь с индуктивными наводками. Низкие значения поляризуемости (-1, -1,2) говорят о том, что аномалия поляризуемости обусловлена рассеянной магнетитовой минерализацией. Тот факт, что поле достаточно однородно в своих отрицательных значениях, говорит о том, что поляризующиеся объекты Кингашского типа отсутствуют.

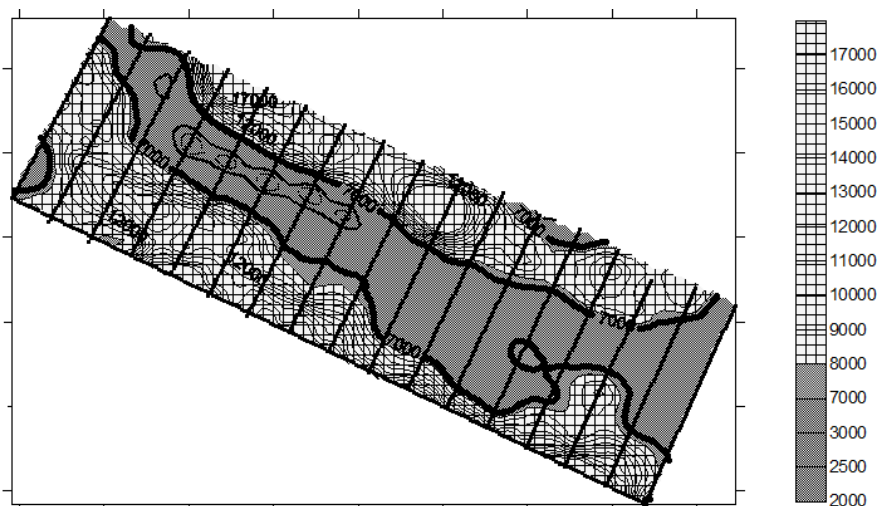


Рис. 4. План изолиний кажущегося удельного электрического сопротивления участка «Центральный-1».

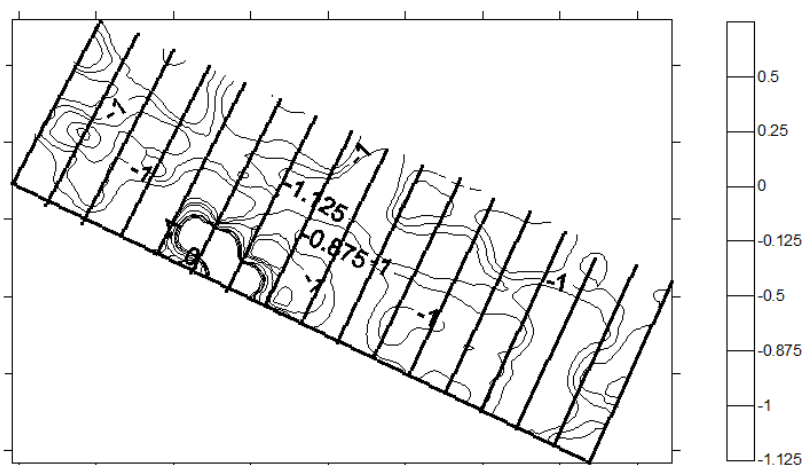


Рис. 5. План изолиний угла сдвига фазы участка «Центральный-1».

Закключение. Таким образом, очевидно, что структура физических полей участка «Центральный-1» отличается от модельной. Их сравнение с ФГМ Кингашского месторождения позволило оценить участок «Центральный-1» как бесперспективный на обнаружение медно-никелевого оруденения Кингашского типа. Результаты бурения подтвердили прогноз. Это показывает, что применение кингашской ФГМ дает хорошие достоверные результаты при интерпретации полевых материалов на смежных площадях.

FOCUS AND DYNAMICS OF THE INTERNATIONAL RESEARCH ON ULTRAMAFIC ROCKS: A BIBLIOGRAPHICAL ANALYSIS

D.A. Ruban

Research on ultramafic rocks is an important component of the present international petrological investigations. It appears to be interesting to characterize its focus and to establish its dynamics during the past years and decades.

The major on-line bibliographical database Scopus (scopus.com; accessed on March 16, 2012) was employed for the purposes of the present study. The number of published papers (chiefly, journal articles) on each of the main ultramafic rocks (dunites, pyroxenites, peridotites, and serpentinites) was measured. Here, it is supposed that the number of papers reflects the intensity of research in the given field. The number of papers on granites was also considered in order to judge about the relative importance of research on ultramafic rocks within the entire range of petrological studies. The search engine of the above-mentioned database has permitted to analyze the bibliographical record since the 1960s.

The ultramafic rock, attracting the closest attention of researchers, is peridotite. A total of 7075 published papers deal with this rock. Significantly less popular are pyroxenites and serpentinites (2084 and 1935 papers respectively). The least discussed rock is dunite (only 1617 papers mention it). These results are not unexpected because peridotite seems to be the most common of ultramafic rocks. Papers devoted to granites are significantly more numerous (30590 in total). However, if even different ultramafic rocks are mentioned in the same papers, the ratio between the number of papers on ultramafic rocks and that on granites is about 1:4 (but, in the reality, it should be larger). The ratio between ultramafic rocks and granites in the crust is only about 1:50 [2]. If these estimates are true, it appears that the less common rocks have attracted relatively more attention of the international research community. This paradox will remain if even to consider the fact that ultramafic rocks constitute the mantle, because the mantle material is not broadly-accessible for research.

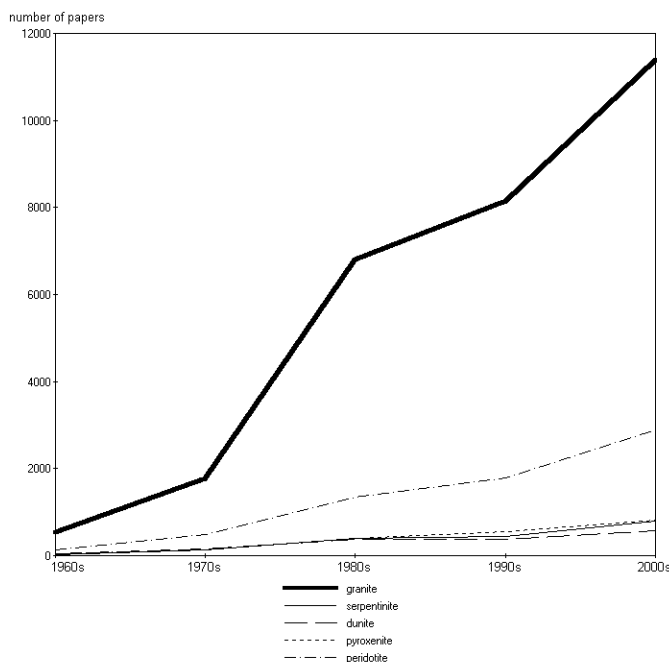


Fig. 1. Number of papers on ultramafic rocks and granites during the past 50 years.

During the last 50 years, research on ultramafic rocks has grown spectacularly (fig. 1). This has resulted from the both rise of the geoscience community and diversification of its interests and tools. It is also not excluded that the bibliographical record is somehow biased at the earlier time intervals. Anyway, as the available data suggests, the growth of ultramafic petrology was not stable, and it slowed during the 1990s. In contrast, it was the most intense in the 1980s, when the number of published papers on dunites, pyroxenites, peridotites, and serpentinites triplicated. There were also changes in the relative importance of studies of pyroxenites and serpentinites. Another interesting ultramafic rocks and granites has also remained nearly the same through the last 50 years (fig. 1). Moreover, the

above-mentioned changes in the intensity of research on ultramafic rocks were similar to those recorded for research on granites.

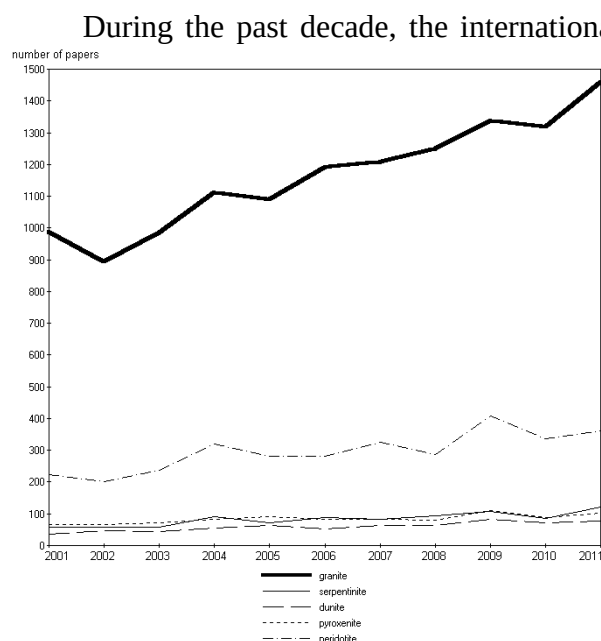


Fig. 2. Number of papers on ultramafic rocks and granites during the past decade.

During the past decade, the international research on ultramafic rocks did not remain stable (fig. 2). It has grown slowly, and two peaks of interest occurred near 2004 and 2009 (it is said "near" because the present analysis deals with only papers, which are always published with a certain delay after the research projects). And there were also some shifts in research focus. Studies of pyroxenites prevailed over those of serpentinites and dunites in the beginning of the 2000s. But in the second half of the decade, research on the noted rocks has become more or less comparably intense. Anyway, peridotites have remained the main object of studies during the 2000s. Interestingly, the ratio between the number of published papers on ultramafic rocks and that on granites did not change substantially (fig. 2), similarly to how this was established on a longer scale (see above and fig. 1). Changes in the intensity of

research were similar for ultramafic and granite petrology too.

The attempted analysis suggests that despite the stepwise growth of the international research on ultramafic rocks during the past decades and certain shifts in the attention to particular rock types, the general focus of this research has not experienced fundamental changes as well as the importance of this research relatively to other petrological studies (like those of granites). Such a "stability" (visible on both long and short time scales) as well as the apparently closer attention to less common rocks (see above) require further explanation, also from the point of view of the science sociology, which puts research activity into a very broad context of the social (not only technological) development [1]. E.g., if petrologists really tend to spend more efforts for studies of the less common rocks than these rocks "deserve" (depending on their distribution in the crust), this means that their science has not, fortunately, become too utilitarian. At now, it also appears that the modern history of petrology (at least, ultramafic petrology) was affected by rises and falls of interest to its subject, but it escaped internal perturbations linked to the phenomenon of "research fashion".

The author gratefully thanks E.V. Kislov (Russia) for his invitation to the conference and also J. Biernacka (Poland), C.P. Conrad (USA), and H. Nakajima (Japan) for their help with literature. This study has become possible thanks to the access to the Scopus database brought by the Southern Federal University.

1. Nakajima H. Differences in East Asian STS: European Origin or American Origin? // East Asian Science, Technology and Society: An International Journal. 2007. V. 1. P. 237-241.

2. Wyllie P.J. The Dynamic Earth. New York: John Wiley and Sons, 1971. 416 p.

**ПЕТРОЛОГИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ ПОЗДНЕАРХЕЙСКИХ
ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ ВУЛКАНИТОВ КУРСКОЙ (КМА) ГРАНИТ-
ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ОБЛАСТИ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ РОССИЯ)**

М.В. Рыборак, А.Ю. Альбеков
Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия,
Ryborak.MV@gmail.com

PETROLOGY AND MINERAGENCY OF LATE ARCHEAN HIGH-MAGNESIAN VOLCANITE OF THE KURSK (KMA) GRANITE-GREENSTONE TERRAIN (CENTRAL RUSSIA)

M.V. Ryborak, A.Yu. Albekov
Voronezh state university, Voronezh, Russia, Ryborak.MV@gmail.com

This article presents data on high-magnesian late Archean metamorphosed volcanics of the Kursk (KMA) granite-greenstone terrain, which composing the lower unit of greenstone structures. Identified the main provisions of petrological-geodynamical model of the formation of komatiites and komatiitic and high-magnesian basalts, considering them as a mantle-derived magma plume of contaminated material of the lower parts of the early Archean continental crust. Considered the main features of sulphide copper-nickel and gold and platinum late Archean ore-magmatic system, associated with komatiite-basalt association of KMA.

Курская гранит-зеленокаменная область (КГЗО) располагается в Центрально-Европейской части России на территории Брянской, Курской, Орловской и Белгородской областей, составляя юго-западный склон кристаллического фундамента Воронежской антеклизы. Согласно существующим представлениям [1,2,3 и др.], Курская ГЗО является северо-восточной окраиной Сарматского сегмента Восточно-Европейского кратона, коррелируемой с гранит-зеленокаменными областями Украинского щита [4,5] и отделенной от Хоперского блока Волго-Уралии Лосевской шовной зоной. Характерной особенностью строения КГЗО является северо-западное простираие позднеархейских и палеопротерозойских рифтогенных структур, заложенных на раннеархейском гранулит-гнейсовом основании. Среди позднеархейских зеленокаменных поясов КМА наиболее изученным является Льговско-Ракитнянский (Белгородско-Михайловский) пояс, в центральной части которого впервые были описаны метаморфизованные высокомагнезиальные вулканиды – серпентиниты, амфиболиты [9], изучавшиеся, впоследствии, многочисленными исследователями [10,11,12 и др.]. Основанием для отнесения высокомагнезиальных метаморфических пород КМА к вулканидам коматиит-базальтовой серии служат, главным образом, характерные пятнистые, пятнисто-полосчатые, лучистые, шестоватые структуры, образованные агрегатами амфибола и представляющие собой, по мнению большинства исследователей, реликты спинифекс-структур. Апокоматиитовые серпентиниты и ассоциирующие с ними амфиболиты известны на всем протяжении Льговско-Ракитнянского ЗКП – в Новоялтинско-Михайловской структуре на севере, в центральной части пояса (Косиновские аномалии) и в Белгородской структуре юго-восточной оконечности пояса. Эти образования слагают тектонически обособленные блоки шириной первые километры, протяженностью первые десятки километров, залегающие среди раннеархейских гранито-гнейсов и перекрытые, в осевых частях синформ, средними-кислыми позднеархейскими метавулканидами и палеопротерозойскими породами железисто-кремнисто-сланцевой формации. Согласно существующей корреляционной схеме стратиграфии и магматизма раннего докембрия Воронежского кристаллического массива, эти породы составляют метакоматиит-базальтовую формацию александровской свиты михайловской серии, залегающую в основании позднеархейского зеленокаменного вулканогенно-осадочного комплекса. Определенные нами Sm-Nd датировки (эрохронная зависимость)

показывают $2,89 \pm 0,19$ млрд. лет для метакоматиитов и $2,45 \pm 0,69$ млрд. лет для высокомагнезиальных базальтов. Sm-Nd модельный возраст, рассчитанный по образцу с наиболее низким отношением $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,1284$, составляет 2,98 млрд. лет [14].

Среди высокомагнезиальных вулканитов позднеархейской зеленокаменной ассоциации КГЗО в соответствии с требованиями международной классификации магматических горных пород [15] выделяются коматииты, коматиитовые и высокомагнезиальные базальты. Коматииты относятся к деплетированному глиноземом типу – $\text{Al}_2\text{O}_3=1,00\text{--}4,57$ мас. %, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3=1,76$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2=14,30$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{PM}}=1,49$. Содержание MgO в них больше 18,0 мас. % (29,13–39,89 мас. %), содержание $\text{TiO}_2 < 1,0$ мас. % (0,04–0,33 мас. %). Магнезиальность варьирует в пределах 0,8–0,9. Средние содержания Ni и Cr составляют 1883 и 2024 ppm, V и Co – 76,6 и 73,1 ppm, соответственно. Коматиитовые базальты содержат MgO от 12,43 до 18,23%, величина магнезиальности составляет 0,7. По характеру распределения редкоземельных элементов выделяются обедненные LREE $(\text{La}/\text{Sm})_n = 0,3\text{--}0,5$, $(\text{La}/\text{Yb})_n = 0,4$, и нефракционированные разновидности с плоским спектром распределения REE – $(\text{La}/\text{Sm})_n = 0,7\text{--}0,9$, $(\text{La}/\text{Yb})_n = 1,2\text{--}1,7$. Относительный дефицит европия достигает 0,8. Высокомагнезиальные базальты центральной части Льговско-Ракитнянского ЗКП содержат MgO от 8,52 до 8,81 мас. %, $\# \text{Mg}=0,5\text{--}0,5$. По распределению редкоземельных элементов описываемые породы характеризуются 5–10-кратным превышением хондритового уровня и незначительным обогащением тяжелыми РЗЭ относительно легких – $(\text{La}/\text{Yb})_N=0,42\text{--}1,14$, $(\text{La}/\text{Sm})_N=0,48\text{--}1,07$, $(\text{Sm}/\text{Yb})_N=0,88\text{--}1,07$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_N=1,09\text{--}1,14$, при отсутствии европиевых аномалий. Совокупность геологических, геохимических и изотопно-геохронологических данных позволяет предположить, что формирование позднеархейских высокомагнезиальных расплавов КМА могло быть связано с декомпрессионным плавлением деплетированного мантийного источника на глубинах более 250 км. Согласно существующим методикам [16] оценены некоторые параметры этой мантийной магматической системы: температура ликвидуса (T_{liq}) составляет 1582–1624 °C, потенциальная температура мантийного источника (T_{pot}) = 1812–1862 °C. Величины давления составляют $P_{\text{CaO}}=9,4\text{--}9,7$ ГПа, $P_{\text{Al}_2\text{O}_3}=11,7\text{--}11,8$ ГПа. Суммарная мощность коры, рассчитываемая с использованием показателя потенциальной температуры, составляет 60–70 км. Высокие температуры формирования расплавов и деплетированный состав источника позволяют предположить, что магмогенерация могла реализовываться в условиях воздымающегося истощенного мантийного диапира, являющегося, вероятно, проекцией термального фронта глубинного мантийного плюма в верхние части литосферы. По мере прогрева относительно холодной раннеархейской гранулит-гнейсовой коры КГЗО происходило вовлечение в высокотемпературную мантийную магматическую систему существенных объемов нижней мафической коры, что привело к формированию контаминированных коматиитовых и высокомагнезиальных базальтов.

Минерагенический потенциал позднеархейских высокомагнезиальных вулканитов КМА связывается с начала их изучения, главным образом, с сульфидной медно-никелевой с золотом и платиноидами рудно-магматической системой [11,12,17,18]. К настоящему времени известны более 30 разномасштабных проявлений сульфидной медно-никелевой минерализации в связи высокомагнезиальными зеленокаменными породами позднего архея КМА. Предшествующими исследованиями [11] установлено, что по ряду характеристик метакоматииты КМА сопоставимы с никеленосными коматиитовыми лавами Западной Австралии и сделаны предположения о необходимости дополнительного источника серы для образования промышленно-значимых скоплений никелевых сульфидных руд. Вопросы источников и особенностей

поведения серы рассматривались также в работе Которгина Н.Ф. [12], где одной из причин проявления слабой сульфидной минерализации предполагается несколько меньшая, относительно "эталонных" никеленосных коматиитов, насыщенность пород коматиитовой серии КМА кремнеземом. В работе Чернышова Н.М. [18] детально исследована сульфидная платиноидно-медисто-никелевая рудно-магматическая система позднеархейского цикла (олимпийский тип), в рамках которой выделены два генетических типа - сингенетический (ликвационной) и эпигенетический (гидротермально-метасоматический). Установлено, что определяющими чертами платиноносных сульфидно-никелевых коматиитсодержащих РМС позднеархейского энсиалического рифтогенеза, выступающими вместе с тем в качестве их граничных петролого-геохимических признаков, являются: 1) высокая магнезиальность ($MgO=20-33$ мас.%) - при пониженной (в сравнении с раннеархейской РМС) железистости ($\Sigma FeO=8$ мас.%), слабой недосыщенности SiO_2 , низкой щелочности ($0,1-1,5$ мас.%; $Na_2O > K_2O$) и титанистости; 2) обогащенность Zn , Cr_2O_3 (до $0,4-0,5$ мас.%) и Ni (до $0,2-0,3$ мас.%), обнаруживающего высокую положительную корреляционную связь с Mg , резкое преобладание Ni над Cu и Co ($Ni/Cu > 3-5$; $Ni/Co > 10$) и Pt над Pd ($Pd/Pt=0,23-0,44$); 3) существенно пентландит-пирротиновый состав сингенетической вкрапленности (при ограниченной роли халькопирита±пирит, хромсодержащий магнетит, высокохромистые цинксодержащие хромшпинелиды, никелин, хизлевудит и др.) зон сульфидной минерализации, характеризующихся повышенным содержанием Ni при резком преобладании его над Cu и Co ($Ni/Cu > 3-10$; $Ni/Co > 10-20$), в целом невысокими концентрациями Pt ($60-140$ мг/т) и Pd ($23-75$ мг/т) при существенном преобладании Pt над Pd ($Pd/Pt=0,38-0,40$), близким к метеоритному изотопным составом серы ($\delta^{34}S=1,65\%$). Исследованиями последних лет [19] установлено, что для высокомагнезиальных вулканитов северной части Львовско-Ракитнянского зеленокаменного пояса характерны повышенные фоновые концентрации платины при значительной роли Mo , Ag , Sn , W , Pb , Bi , Th , U , отражающие, вероятно, геохимические особенности более поздних наложенных гидротермальных метасоматических процессов. Обобщая данные по минерации позднеархейских высокомагнезиальных вулканитов КМА, можно констатировать незначительную степень изученности этих образований, связанную, в том числе, с закрытостью региона. Новые данные могут быть получены при детальных поисково-картировочных работах со значительными объемами бурения.

Таким образом, позднеархейские высокомагнезиальные вулканиты КМА, представленные метаморфизованными коматиитами и коматиитовыми и высокомагнезиальными базальтами, являются производными высокотемпературной мантийно-плюмовой магматической системы, претерпевшей контаминацию мафическим материалом нижних частей раннеархейской континентальной коры. В ассоциации с этими образованиями известны многочисленные, но незначительные по масштабам проявления сульфидной медно-никелевой с золотом и платиноидами минерализации сингенетического (ликвационного) и эпигенетического (гидротермально-метасоматического) типов.

Работа выполнена при финансовой поддержке федеральной целевой программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» ГК № 02.740.11.0021, ГК № 14.740.11.1273, ОНЗ РАН №2 ГК № 5-НИР-ОК-II.

1. Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Лебедев И.П. и др. Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии // Геотектоника. 1997. №3. С. 21-30.

2. Щипанский А.А., А.В. Самсонов, А.Ю. Петрова и др. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. №1. С. 43-70.
3. Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В. и др. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракrustальных пород и гранитоидов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. № 6. С. 3-16.
4. Чернышов Н.М., Артеменко Г.В. Сравнительная характеристика архейских структур Воронежского кристаллического массива и Украинского щита // Минералогический журнал. 2004. Т.26, №3.С.40-52.
5. Галецкий Л.С. и др. Корреляции структур, геологических и рудных формаций Украинского щита, Белорусского и Воронежского кристаллических массивов // Геол. Журнал. 1987. Т.47, № 4.
6. Gee D.G., Stephenson R.A. // Memoirs of London Geological Society. 2006. V. 32. P. 1-10.
7. Чернышов Н.М., Лосицкий В.И., Молотков С.П. и др. Структурно-тектоническое районирование ВКМ // Современные проблемы геологии: Материалы юбилейной научной сессии геолог. ф-та ВГУ. Воронеж, 1998.С.5-7.
8. Сиротин В.И., Лебедев И.П. // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол. 2001. № 12. С. 19-37.
9. Крестин Е.М. Первая находка коматиитов в СССР // ДАН СССР. 1978. Т.242, №2.С.412-415.
10. Чернышов Н.М., Бочаров В.Л., Фролов С.М. Гипербазиты КМА. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1981. 252 с.
11. Бочаров В.Л., Фролов С.М., Плаксенко А.Н. и др. Ультрамафит-мафитовый магматизм гранит-зеленокаменной области КМА. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1993. 176 с.
12. Которгин Н.Ф. Архейские зеленокаменные пояса Центрального региона России. М.: Современные тетради, 2001. 163 с.
13. Артеменко Г.В. Геохронология Среднеприднепровской, Приазовской и Курской гранит-зеленокаменных областей// Автореф. дис. на соиск. д. г.-м. наук. Киев. Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины. 1998. 31 с.
14. Рыборак М.В., Альбеков А.Ю. Мантийно-плюмовые обстановки формирования позднеархейских зеленокаменных поясов Восточно-Европейского кратона на примере Балтийского щита и Курской (КМА) гранит-зеленокаменной области // Геология и стратегические полезные ископаемые Кольского региона: Материалы IX Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии. Апатиты, 2012. С. 148-150.
15. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. М.: Недра, 1997. 248 с.
16. Abbot D.H., Burgess L., Longhi J. et al. An empirical thermal history of the Earth`s upper mantle // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 13835-13850.
17. Крестин Е.М. Позднеархейские коматииты и интрузивные гипербазиты в докембрии КМА, их петрология и металлогения // Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы. Киев: Наукова думка, 1979. С. 72-74.
18. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2004. 445 с.
19. Рыборак М.В., Альбеков А.Ю. Благороднометалльное оруденение неоархейских мафит-ультрамафитов КМА на примере Жидеевского массива // Мат-лы XVI международной конференции «Структура, свойства, динамика и минерагения

литосферы Восточно-Европейской платформы». Воронеж, 20-25 сентября 2010 г. С. 192-195.

**ВЗАИМОСВЯЗЬ СОСТАВА АКЦЕССОРНЫХ ХРОМШПИНЕЛИДОВ
С СОВРЕМЕННЫМ ПОЛОЖЕНИЕМ УЛЬТРАБАЗИТОВ В СТРУКТУРЕ
ЮЖНОГО УРАЛА**

Д.Е. Савельев

Институт геологии УНЦ РАН, Уфа, Россия, savl71@mail.ru

**CORRELATION OF COMPOSITION OF ACCESSORY SPINELS
WITH PRESENT-DAY FRAMEWORK OF ULTRABASITES IN SOUTHERN
URAL**

D.E. Saveliev

*Institute of Geology, Ufa Scientific Center of Russian Academy of Sciences, Ufa, Russia,
savl71@mail.ru*

In the present-day geological framework of the Southern Ural Mountains ultrabasic rocks form a number of parallel belts. The changes in the composition of accessory spinels show certain regularity and follow W-E longitudinal trend. Spinel from the western part of the fold belt have the lowest Cr/Al ratio, the highest value is in ultramafic rocks on the edge of Magnitogorsk megazone, the values for East-Ural megazone lie between the two extremes. The first group belong to the upper mantle of the continental margin rift (Kraka, Nurali), which transforms into the mid oceanic ridge (Chabarny). The second group is similar to the ultrabasic rocks of the island arc basement (Kalkan, Ishkininsky, and Kulikovsky). The third group of ultrabasic rocks was formed in the upper mantle of the back-arc basin (Varshavsky, Verbljugegorsky, and Tatischevsky).

Ультрабазитовые массивы в современной структуре складчатого пояса Южного Урала образуют несколько параллельных поясов (рис.1). Крайнее западное положение занимает Кракинско-Медногорский пояс ультрабазитов, приуроченный к Зилаиро-Сакмарской зоне. На юге он сочленяется с Главным гипербазитовым поясом Южного Урала, который на своем южном окончании заходит в Сакмарскую зону, а на северном продолжении полностью располагается внутри Вознесенско-Присакмарской (зона Главного Уральского разлома). В центральной части он может рассматриваться как совокупность двух параллельных поясов: западного, который представлен массивами лерцолитового типа (Нуралинский, Тарлауский, Миндякский), и восточного, в который входят массивы гарцбургитового типа (Аушкульский, Калканский, Байгускаровский, Ишкининский). Вдоль восточной границы Магнитогорской мегазоны протягивается цепочка массивов гарцбургитового типа, объединяемая в Миасс-Куликовский пояс (Аминевский, Куликовский, Кацбахский). В пределах Восточно-Уральской мегазоны расположен пояс ультрабазитов, в который входят массивы, сложенные антигоритовыми апогарцбургитовыми серпентинитами – Успенковский, Татищевский, Варшавский, Верблюжьегорский и ряд более мелких.

Составы акцессорных шпинелей различаются в ультрабазитах, встречающихся в различных геодинамических обстановках (рис. 2 А, Б), при этом наиболее информативным дискриминационным показателем является отношение $Cr/(Cr+Al)$ [8, 12 и др.]. Минимальные значения рассматриваемого отношения (0,08-0,25) характерны для ксенолитов гипербазитов из базальтов внутриплитных обстановок. Повышение хромистости до 0,3-0,5 происходит в перидотитах срединно-океанических хребтов и

трансформных разломов. Высокая хромистость шпинелидов (0,5-0,8) характерна для ультраосновных реститов, драгированных в пределах глубоководных желобов и залегающих в основании островных дуг, также высокими значениями рассматриваемого показателя характеризуются шпинели из перидотитовых нодулей в кимберлитах и хромиты, образующие включения в алмазах [17].

В нижней части рис. 2 (В-Е) на треугольную диаграмму Н.В. Павлова нанесены составы акцессорных шпинелидов из реститовых ультрабазитов Южного Урала. Сгруппированы массивы в соответствии со схемой тектонического районирования (рис. 1). При этом к «западным» поясам отнесены массивы Зилаирского мегасинклинория и западной части зоны Главного Уральского разлома (ГУР), к «центральной» - массивы, обрамляющие с запада и востока Магнитогорскую мегазону, а к восточным – массивы Восточно-Уральской мегазоны.

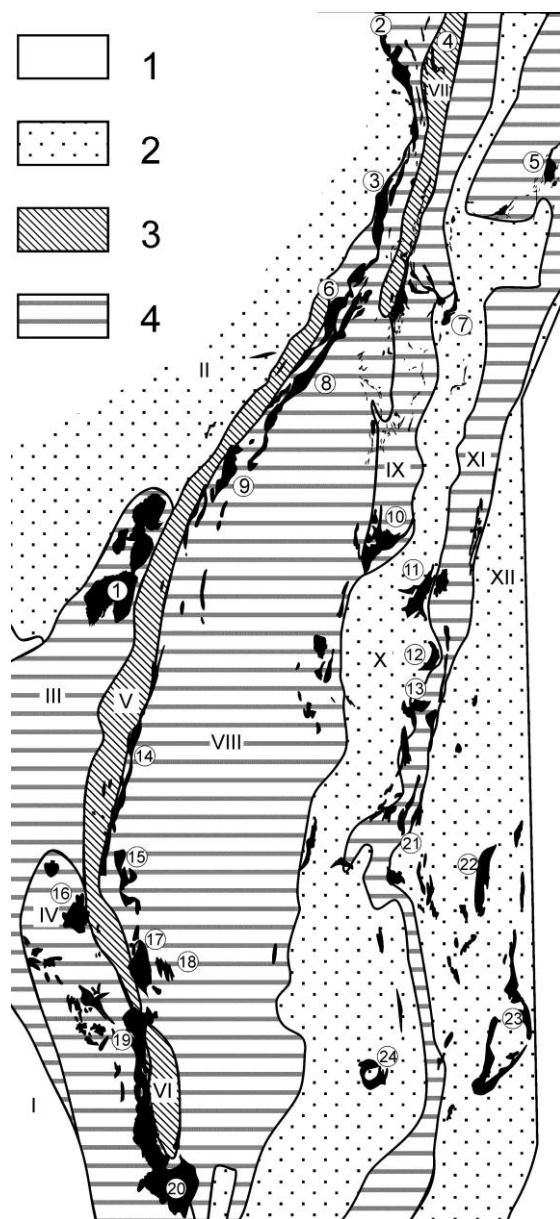


Рис.1. Схема расположения ультрабазитовых массивов в структуре Южного Урала

Составлена с использованием данных З.Р.Мазура, И.Д.Соболева, В.А.Прокина, А.С.Варлакова, И.Б.Серавкина, А.В.Тевелева, Н.С.Кузнецова, Е.А.Белгородского, Г.И.Водорезова, Ю.П. Бердюгина, М.Д.Тесаловского.

Условные обозначения: 1- отложения чехла Восточно-Европейской платформы, 2 – комплексы палеоконтинентального типа, 3 – метаморфические комплексы, 4 – комплексы палеобассейнов. Римскими цифрами обозначены структурно-формационные зоны: I – Западно-Уральская зона линейной складчатости, II – Башкирский мегантиклинорий, III – Зилаирский мегасинклинорий, IV – Сакмарская зона, V – зона Уралтау, VI – Эбетинский антиклинорий, VII – Вишневогорско-Ильменогорский метаморфический комплекс, VIII – Магнитогорская мегазона, IX – Арамилско-Сухтелинская зона, X – Восточно-Уральское поднятие, XI – Восточно-Уральский прогиб, XII – Зауральское поднятие. Арабскими цифрами обозначены наиболее крупные ультрабазитовые массивы: 1 – Крака, 2 – Уфалейский, 3 – Таловский, 4 – Иткульский, 5 – Муслимовский, 6 – Нуралинский, 7 – Казбаевский, 8 – Калканский, 9 – Миндякский, 10 – Куликовский, 11 – Татищевский, 12 – Верблюжьегорский, 13 – Варшавский, 14 – Присакмарский, 15 – Байгускаровский, 16 – Катралинский, 17 – Халиловский, 18 – Ишкининский, 19 – Хабарнинский, 20 – Кемпирсайский, 21 – Наследницкий, 22 – Шевченковский, 23 – Аккаргинский, 24 – Кiemбайский.

Сравнение трех представленных диаграмм показывает четкую зональность в изменении состава акцессорных шпинелидов из реститов Южного Урала. Наименее хромистые шпинелиды встречаются в массивах западной части региона, затем следует

повышение значений хромистости в реститах центральной части и вновь оно несколько снижается к востоку. Интерпретировать наблюдаемую картину можно следующим образом. Крайние с запада ультрабазитовые массивы представляют собой «жорни» верхней мантии Восточно-Европейского континента и окраинно-континентального рифта (Крака, Нурали), переходящего в океанический (Хабарнинский). В центральной части, по периферии Магнитогорской мегазоны, распространены сильно истощенные реститы, аналогичные ультрабазитам основания островных дуг (Калканский, Ишкининский, Куликовский).

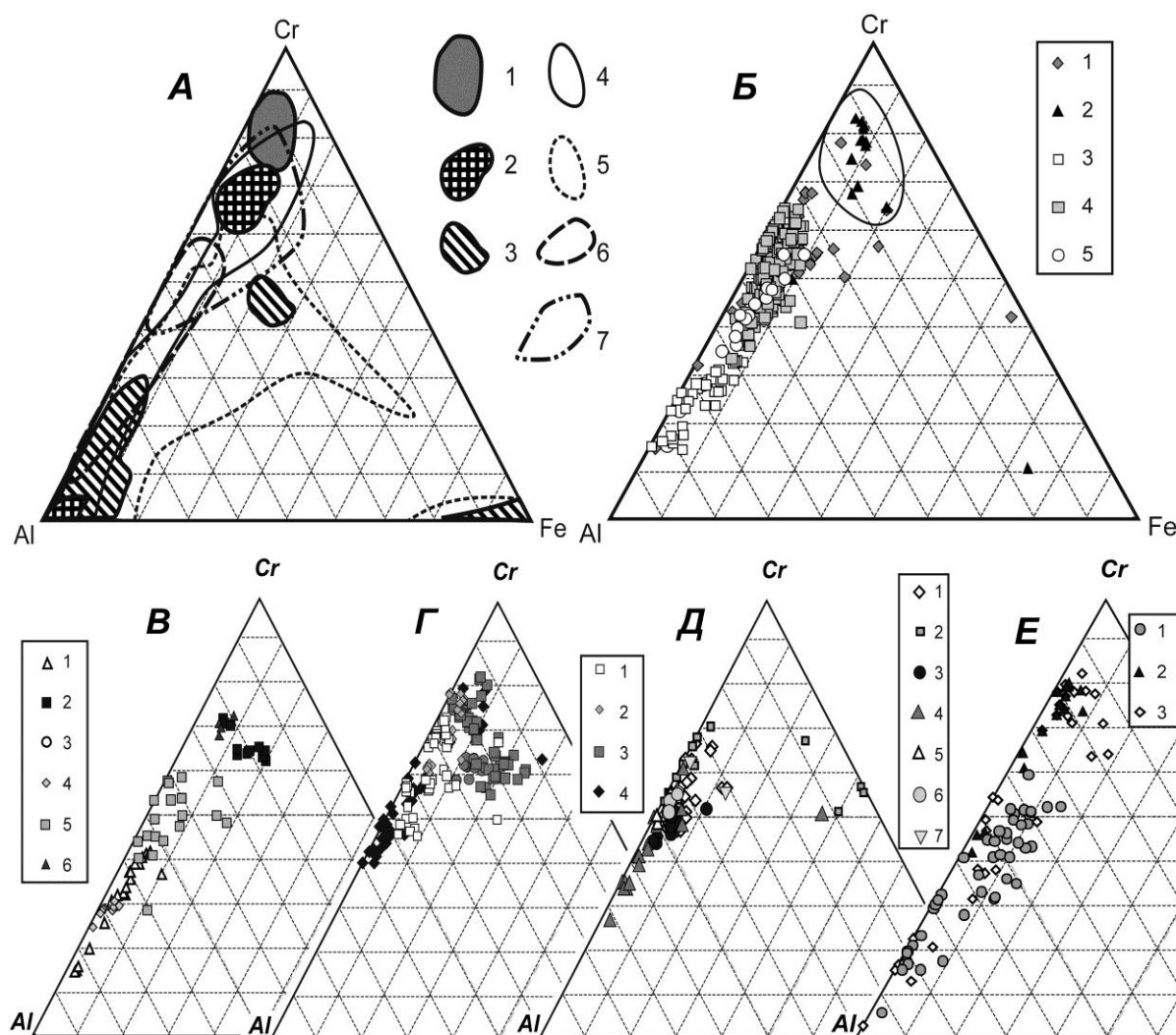


Рис. 2. Составы акцессорных шпинелей из различных геодинамических обстановок и массивов Южного Урала

Условные обозначения: А – шпинелиды из ксенолитов ультрабазитов (по данным [17]): 1-3 – максимумы плотности значений, 1 – включения в алмазах, 2 – ксенолиты из кимберлитов, 3 – ксенолиты из базальтов, 4-7 – границы полей, 4 – ксенолиты из кимберлитов, 5 – ксенолиты из базальтов; 6 – ультрабазиты срединно-океанических хребтов (СОХ), 7 – ультрабазиты глубоководных желобов (ГЖ); Б – составы шпинелей из ультрабазитов [2, 3, 6 и др.]: 1 – ультрабазиты, драгированные в ГЖ, 2 – марианиты ГЖ, 3-5 – СОХ, 3 – медленно-спрединговые «нормальные», 4 – медленно-спрединговые «аномальные», 5 – быстро-спрединговые, оконтурено поле бонинитов ГЖ по [17]; В-Е – акцессорные шпинелиды из массивов Южного Урала, В – «западные» пояса – 1-2 – Крака, 1 – лерцолиты и гарцбургиты, 2 – дуниты, 3 – Нуралинский (лерцолиты и гарцбургиты), 4-6 – Хабарнинский, 4 – лерцолиты, 5 – гарцбургиты, 6 – дуниты; Г – «центральные» пояса – 1 – Калканский (гарцбургиты), 2-3 – Ишкининский (2 – гарцбургиты, 3 – тальк-карбонатные породы), 4 – Куликовский; Д – «восточные» пояса – 1 – Варшавский, 2 – Верблюжьегорский, 3 – Татищевский, 4 – Успенковский, 5 – Наследнический, 6 – Могутовский, Каряжный, Дружининский, 7 – Гогинский; Е – Кемпирсайский массив, 1 – гарцбургиты, 2 –

– дунит-гарцбургиты, 3 - дуниты. Диаграммы В-Е построены по данным работ, [4, 5, 7, 9, 10, 13, 14, 15, 16 и др.].

Массивы Восточно-Уральской мегазоны (Варшавский, Верблюжьегорский, Татищевский и др.) обладают преимущественно среднехромистыми составами акцессорных шпинелей, что указывает на спрединговую обстановку их образования, которая, скорее всего, соответствует задуговому бассейну. Ранее аналогичная интерпретация была дана нами для ультрабазитовых массивов Южного Урала по результатам обобщения данных по петро- и геохимии пород [11]. В северной части территории, в районе стыковки Магнитогорской и Тагильской мегазон, характер зональности изменяется. Здесь наибольшим распространением пользуются средне- и высокохромистые акцессорные шпинели [1], а массивы лерцолитового типа отсутствуют.

1. Бажин Е.А., Савельев Д.Е., Сначев В.И. Габбро-гипербазитовые комплексы зоны сочленения Магнитогорской и Тагильской мегазон: строение и условия формирования. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 244 с.

2. Базылев Б.А. Петролого-геохимическая эволюция мантийного вещества в литосфере: сравнительное изучение океанических и альпинотипных шпинелевых перидотитов. Дисс... доктора геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ, 2003. 371 с.

3. Геология дна Филиппинского моря / Под ред. акад. А.В. Пейве. М.: Наука, 1980. 261 с.

4. Дунаев А.Ю., Зайков В.В. Хромшпинелиды Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения в ультрамафитах Главного Уральского разлома. Миасс: ИМин УрО РАН, 2005. 110 с.

5. Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Артемьев Д.А., Юминов А.М., Симонов В.А., Дунаев А.Ю. Геология и колчеданное оруденение южного фланга Главного Уральского разлома. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. 376 с.

6. Магматические горные породы. Т.5. Ультраосновные горные породы / Под ред. Е.В. Шаркова. М.: Наука, 1988. 508 с.

7. Малахов И.А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М.: Наука, 1983. 292 с.

8. Паланджян С.А. Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 104 с.

9. Панях Н.А. Эволюция состава шпинели в гипербазитах // Минералогический журнал. 1984. Т. 6, № 1. С. 38-52.

10. Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогеохимия и хромитовосность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.

11. Савельев Д.Е., Сначёв В.И., Сначёв А.В., Романовская М.А. Геолого-геохимическая зональность базит-гипербазитового магматизма Южного Урала // Вестник Московского университета, 2006. №1. С. 27-33.

12. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 230 с.

13. Тевелев А.В., Кошелева И.А. Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье). М.: Изд-во МГУ, 2002. 123 с.

14. Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С. и др. Палеозойды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья / Труды лаборатории складчатых поясов МГУ; Вып. 4 / под ред. А.М. Никишина. М.: Изд-во МГУ, 2006. 300 с.

15. Царицын Е.П. Состав акцессорных и рудных хромшпинелидов в гипербазитах // Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. Свердловск, 1977. С. 83-95.

16. Чаплыгина Н.Л. Фрагменты офиолитов надсубдукционного генезиса в серпентинитовом меланже (Западно-Магнитогорская зона, Южный Урал): Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. М., 2003. 31 с.

17. Barnes S.J. Roeder P.L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // Journal of Petrology. 2001. V. 42, № 12. P. 2279-2302.

НОВЫЙ ПРОЕКТ IGCP № 592: ОБРАЗОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

И.Ю. Сафонова¹, Р. Зальтман², М. Сун³

¹*Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия;*

inna@igm.nsc.ru

²*Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; r.seltmann@nhm.ac.uk*

³*Университет Гонконга, Гонконг, Китай; minsun@hku.hk*

NEW IGCP #592 PROJECT: CONTINENTAL CONSTRUCTION IN CENTRAL ASIA

Inna Safonova¹, Reimar Seltmann², Min Sun³

¹*Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia, inna@igm.nsc.ru*

²*Natural History Museum, CERCAMS, London, UK, r.seltmann@nhm.ac.uk*

³*University of Hong Kong, Hong Kong, China, minsun@hku.hk*

The author presents a new concept of continental construction based on four main terms/processes: 1) crustal growth, 2) crustal formation, 3) continental growth and 4) continental formation. Each of these terms reflects a certain process responsible for the formation of what we call now “continental crust”. This concept is applied to the Central Asian Orogenic Belt (CAOB), which is a world major accretionary orogen formed after the closure of the Paleo-Asian Ocean, and to its actualistic analogues – orogenic belts and accretionary complexes of the Western Pacific. The most important challenges are a) dominantly Phanerozoic formation of the CAOB continental crust versus its dominantly Archean growth; b) to which extent the CAOB continental crust was juvenile or recycled; c) whether magmatic arcs or Gondwana-derived terranes were accreted to the Siberian, Kazakhstan, Tarim and North China cratons; d) what was the balance between continental formation and tectonic erosion based on modern examples from the Western Pacific; e) what social benefits (mineral deposits) and geohazards (seismicity and volcanism) can linked to continental construction. *The work was supported by UNESCO-IUGS, Project IGCP # 592.*

Образование, рост и эволюция континентальной коры является крайне важной глобальной проблемой геологии. Вариант ее решения предлагается в новом проекте Международной Программы геологических корреляций при ЮНЕСКО (IGCP – International Geological Correlation Program) для Центрально-Азиатского складчатого пояса. Полное название проекта «Образование континентальной коры в Центрально-Азиатском складчатом поясе в сравнении с современными структурами Западной Пацифики» (“Continental construction of the Central Asian Orogenic Belt compared to actualistic examples from the Western Pacific”).

Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) [1, 2] также называют орогенный коллаж Алтаидов [3] или Центрально-Азиатский орогенных суперколлаж [4]. ЦАСП расположен между четырьмя континентальными блоками: Восточно-

Европейским, Сибирским, Таримским и Северо-Китайским. Он протягивается на огромное расстояние от Урала на западе до Тихого океана на востоке и включает орогенные пояса России (Алтай-Саян, Забайкалье, Приморье), Восточного Казахстана (Иртыш-Зайсанская область), Киргизии (Тяньшань), Китая (Алтай и Тяньшань) и практически всей Монголии (рис. 1).



Рис. 1. Главные тектонические элементы Евразии [2].

ЦАСП является одним из крупнейших аккреционных орогенов Земли с историей больше 800 млн. лет и поэтому представляет собой идеальную лабораторию для изучения геодинамических процессов, связанных с ростом континентальной коры в фанерозое, и ответа на вопрос, был ли фанерозой важным периодом образования ювенильной коры [5] или ее основной объем образовался в архее [6].

Проект основан на новой концепции образования континентальной коры (continental construction), включающей магматические (1-2) и тектонические (3-4) процессы [7]: 1) рост коры (crustal growth) – образование ювенильной коры в зонах субдукции, активных окраинах андийского типа, внутримитных и спрединговых обстановках; 2) образование коры (crustal formation) – образование рециклированной коры за счет переплавления корового материала на континентальных окраинах и при коллизионном магматизме; 3) рост континентов (continental growth) – прирост континентов за счет субдукционно-аккреционных процессов, обдукции офиолитов, эксгумации пород высоких и сверхвысоких давлений; 4) образование континентов (continental formation) – процессы коллизии континентальных блоков с образованием новых континентов и суперконтинентов. Каждое из этих понятий отражает определенный процесс, в результате которого и образуется то, что мы называем континентальной корой (рис. 2).

Основной целью проекта являются широкомасштабные и мульти-дисциплинарные исследования процессов образования континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса. В рамках проекта будут решаться следующие основные вопросы. 1) действительно ли фанерозой был периодом активного роста континентальной коры в этом регионе [5, 8] или ее большая часть

образовалась в архее [6]? 2. Каково соотношение ювенильной и рециклированной коры в ЦАСП [9]? 3. Магматические дуги или террейны гондванской группы аккретировали к активным окраинам Сибирского, Казахстанского, Таримского и Северо-Китайского кратонов [10]? 4. Каков был баланс между аккреционным приростом и тектонической эрозией, исходя из современных обстановок в западной Пацифике [11]? 5. Какие социально значимые геологические процессы связаны с процессами формирования континентальной коры (образование месторождений, сейсмичность, вулканизм) [12]?



Рис. 2. Схема образования континентальной коры: 1 – ювенильный рост коры, 2 – образование рециклированной коры, 3 – аккреционный рост континента, 4 – коллизия континентов [7].

Самая важная задача проекта это оценка соотношения ювенильной и рециклированной коры в ЦАСП, как, например, это было сделано для комплекса Актюз в северном Тянь-Шане [9]. Для этого крайне необходим изотопно-геохронологический и изотопно-геохимический анализ гранитоидов, магматических и детритовых цирконов. Для понимания генезиса гранитоидов и соотношения ювенильной и рециклированной коры в ЦАСПе надежным инструментом является сочетание изотопных Hf характеристик цирконов и Nd в породе. Последние данные по Hf изотопам в цирконах показали, что источники гранитоидов и I- и S-типа неоднородны, что, однако, не фиксируется Nd изотопами по породе. Данные по Hf изотопам в цирконах и их редкоземельной геохимии показали, что в ЦАСПе количество ювенильной коры меньше, чем предполагалось ранее [13]. Надсубдукционные «метки» во многих гранитоидах ЦАСП фактически отражают характеристики их источника, а не самих расплавов и, следовательно, не могут быть использованы для тектонических реконструкций.

Также важным является решение следующих более конкретных вопросов. а) Отличался ли механизм образования ювенильной коры в архее и фанерозое? б) Как процессы роста-образования ювенильной и рециклированной коры и роста континентов за счет аккреции связаны с активностью мантии (температура мантии, мантийные плюмы, деляминация)? в) Какова была скорость роста ЦАСП с оценкой баланса между ростом коры (ювенильная кора) и ростом континента/ов (аккреция)? г) Играла ли аккреция океанических плато важную роль в процессах роста континента/ов? д) Влияли ли процессы корового роста (ювенильный) на процессы утолщения океанической коры? е) Почему в некоторые периоды доминировали процессы корового роста, а в другие корового рециклинга? ж) Какова причина анарогенного магматизма (плюмы, деляминация, другое)? з) Как скорость и механизм образования и роста коры связаны с образованием крупнейших месторождений полезных ископаемых?

На 2013-2015 годы в рамках проекта предварительно запланированы полевые работы и конференции в следующих регионах: 1) Казахстан, Алматы – Сарыюзек – Ушарал - Чарская зона (август-сентябрь, 2013); 2) Индонезия, остров Ява (февраль-март, 2014); 3) Китай, Урумчи - северный Тяньшань (август-сентябрь, 2014); 4) Япония, Токио - террейн Мино – область Инуяма (март-апрель, 2015); 5) Россия, Иркутск – Восточный Саян (июль-август, 2015). Кроме участия в конференциях по Проекту участники будут иметь возможность поработать или получить аналитические результаты в современных лабораториях зарубежных институтов и университетов. Вся информация по Проекту, включая заявку, регионы исследований и планы, представлена на сайте: <https://sites.google.com/site/igcp592/home>.

Работа выполнена при поддержке ЮНЕСКО (UNESCO-IUGS) в рамках проекта № 592 “Continental construction of the Central Asian Orogenic Belt compared to actualistic examples from the Western Pacific”.

1. Kröner A., Windley B.F., Badarch G., Tomurtogoo O., Hegner E., Jahn B.M., Gruschka S., Khain E.V., Demoux A., Wingate M.T.D. Accretionary growth and crust-formation in the Central Asian Orogenic Belt and comparison with the Arabian–Nubian shield // Hatcher Jr. R.D., Carlson M.P., McBride J.H., Catalan J.M., eds. The 4-D Framework of the Continental Crust-Integrating Crustal Processes through Time: Geological Soc. America Memoir.2007. V. 200. P. 181-209.

2. Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // Journal of Geological Society.2007. V. 164, N 1. P. 31-47.

3. Sengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature.1993. V. 364, N 6435. P. 299-307.

4. Yakubchuk A.S. Architecture and mineral deposit settings of the Altaid orogenic collage: a revised model // Journal of Asian Earth Sciences.2004. V. 23, N 5. P. 761-779.

5. Jahn B.-M. The Central Asian Orogenic Belt and growth of the continental crust in the Phanerozoic //Malpas J., Fletcher C.J.N., Ali J.R., Aitchison J.C., ed. Aspects of the tectonic evolution of China. Geological Society, London, Special Publication.2004. V. 226. P. 73-100.

6. Hawkesworth C.J., Dhuime B., Oietranik A.B., Cawood P.A., Kemp A.I.S., Storey C.D. The generation and evolution of the continental crust //Journal of the Geological Society, London.2010. V. 167, N 2. P. 229-248.

7. Safonova I., Seltmann R., Kroener A., Gladkochub D., Schulmann K., Xiao W., Kim T., Komiya T., Sun M. A new concept of continental construction in the Central Asian Orogenic Belt (compared to actualistic examples from the Western Pacific) //Episodes.2011. V. 34, N 4. P. 186-194.

8. Safonova I.Yu., Maruyama S., Hirata T., Kon Y., Rino S. LA ICP MS U-Pb ages of detrital zircons from Russia largest rivers: implications for major granitoid events in Eurasia and global episodes of supercontinent formation // Journal of Geodynamics.2010. V. 50, N 3-4. P. 134-153.

9. Kroener A., Alexeiev D.V., Hegner E., Rojas-Agramonte Y., Corsini M., Chao Y., Wong J., Windley B.F., Liu D., Tretyakov A.A. Zircon and muscovite ages, geochemistry, and Nd-Hf isotopes for the Aktyuz metamorphic terrane: Evidence for an Early Ordovician collisional belt in the northern Tianshan of Kyrgyzstan //Gondwana Research.2012.V. 21. P. 901-927.

10. Dobretsov N.L. Global geodynamic evolution of the Earth and global geodynamic models //Russian Geology and Geophysics.2010. V. 51. P. 592-610.

11. Scholl D.W., van Huene R. Crustal recycling at modern subduction zones applied to the past - Issues of growth and preservation of continental basement crust, mantle geochemistry, and supercontinent reconstruction // Geological Society of America Memoirs.2007. V. 200. P. 9-32.

12. Seltmann R., Porter T.M. The porphyry Cu-Au/Mo deposits of Central Eurasia: tectonic, geologic and metallogenic setting and significant deposits // Porter T.M., ed. Porphyry Copper and Gold Deposits: A Global Perspective. PGC Publishing, Adelaide.2005. V. 2. P. 467-512.

13. Condie K.C., Kröner A. The building blocks of continental crust: Evidence for a major change in the tectonic setting of continental growth at the end of the Archean // Gondwana Research.2011. doi:[10.1016/j.gr.2011.09.011](https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.09.011).

**ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ХУРАЙ-ЖАЛГИНСКОГО
ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ В МЕТАОФИОЛИТАХ
ВОСТОЧНОГО САЯНА**

В.Ю. Семенов, Б.Б. Дамдинов, Е.В. Кислов

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, damdinov@gin.bscnet.ru

**PETROGRAPHICAL PARTICULARITIES OF HURAY-ZHALGAPGE
LOCALITY AT METAOPHIOLITES, EAST SAYAN**

V.Yu. Semenov, B.B. Damdinov, E.V. Kislov

Geological institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia, damdinov@gin.bscnet.ru

The amphibolites, methosomatic quartz-chlorite-epidote-amphibole rocks with different correlations of rock-forming minerals, serpentinites and pyroxenites were studied.

Хурай-Жалгинское рудопроявление элементов платиновой группы (ЭПГ) приурочено к одноименному ультрабазит-метабазитовому массиву, расположенному в верховьях руч. Хурай-Жалга (бассейн р. Тустук, юго-восточная часть Восточного Саяна). Массив субширотного простираения размером 4×0,6 км залегает в зеленосланцевой толще [1]. Вмещающие породы: кварц-альбит-хлоритовые, кварц-эпидот-хлоритовые, кварц-хлорит-амфиболовые сланцы, мелкие тела метабазальтов, метагабброидов, метаультрабазитов, прослои известняков, туфопесчаников и углеродистых сланцев (рис. 1).

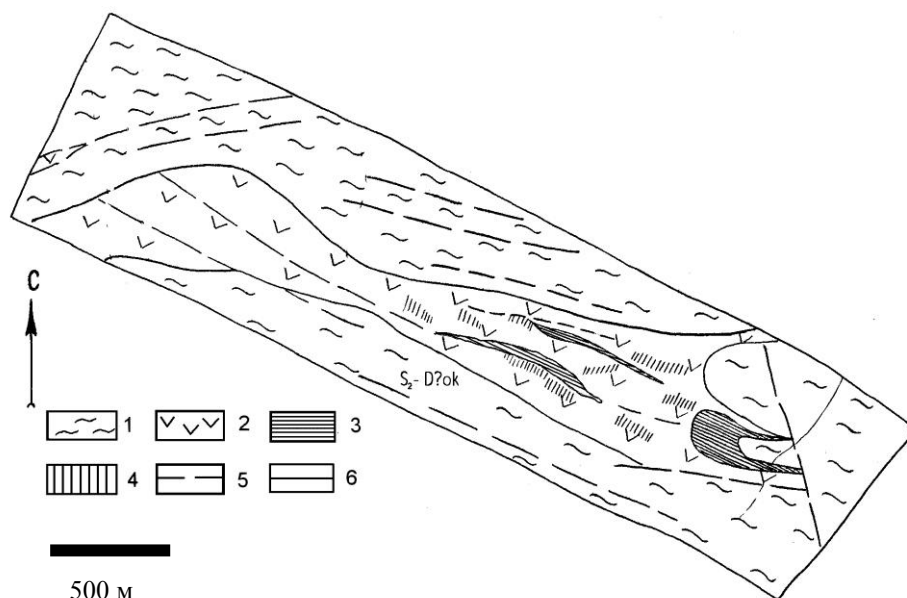


Рис. 1. Схема геологического строения Хурай-Жалгинского массива [1].

1 – зеленосланцевая толща с глаукофаном и мелкими телами метабазитов; 2 – амфиболиты; 3 – серпентиниты; 4 – зоны пирит-магнетитовой минерализации в амфиболитах (пирит-магнетит-хлоритовые метасоматиты); 5 – разломы; 6 – геологические границы.

Рудная минерализация сосредоточена в достаточно протяженных (до 900 м) зонах пирит-магнетит-хлоритовой минерализации в амфиболитах и телах сульфидизированных гранат-диопсид-хлоритовых родингитов. Рудная минерализация представлена преимущественно магнетитом, слагающим густую вкрапленность. Среди магнетита отмечаются реликты ильменита. Участками среди магнетита проявлена существенно пиритовая, с редким халькопиритом и зигенитом, минерализация. Сульфиды слагают мелкие прожилки и вкрапленность, реже изометричные включения в магнетите. Кроме вышеуказанных, среди рудных минералов обнаружены гематит, рутил, арсенопирит, сфалерит, галенит, касситерит. Благороднометальная минерализация представлена самородным золотом разной пробы, ртутистым, медистым золотом, интерметаллидом золота и олова. Из минералов ЭПГ диагностированы сперрилит, мончеит и темагамит. Концентрации металлов достигают следующих значений: V (0,1 %), Cu (1 %), Co (0,1 %), Ni (0,2 %), Ag (60 г/т), Au(15 г/т), Pt(5,2 г/т), Pd(10 г/т) [1].

Основные и ультраосновные породы массива изменены до амфиболитов и метасоматических хлорит-эпидот-кварц-амфиболовых пород, встречаются небольшие тела серпентинитов, измененных (амфиболизированных) пироксенитов и родингитов. Породы в разной степени рассланцованы, милонитизированы и катаклазированы. В рамках данной работы изучены петрографические особенности рудопроявления.

Амфиболиты – сланцеватые породы от зеленого до темно-зеленого цвета, часто эпидотизированы, хлоритизированы, окварцованы, участками содержат сульфидную вкрапленность. Амфиболиты представляют собой среднезернистые амфибол-плагиоклазовые породы массивной и гнейсовой текстуры. Структура – гранобластовая, нематогранобластовая, гранонематобластовая, лепидогранобластовая. В амфиболитах развиты моноклинные амфиболы: роговая обманка, актинолит-тремолит, щелочные амфиболы (кроссит, рибекит, магнезиоибекит, чермакит, винчит). Почти во всех шлифах амфиболитов присутствует обыкновенная роговая обманка, содержание которой варьирует от 20 до 55%. Размер зерен роговой обманки от 0,1 до 2 мм, окраска зеленого и бурого цвета разных оттенков, наблюдается зональность: бурый цвет

роговой обманки сменяется зеленым. Роговые обманки являются характерным минералом для амфиболитов, амфиболитовых сланцев. Часто с роговой обманкой встречаются минералы ряда актинолит-тремолит, которые образуют серию твердых растворов. В шлифах тремолит бесцветный, актинолит и ферроактинолит окрашены в зеленый цвет и плеохроируют. В основном кристаллы имеют длиннопризматический, игольчатый и волокнистый габитус. Содержание актинолита-тремолита варьирует от 15 до 40%. Наряду с роговой обманкой часто встречается щелочные амфиболы рибекит и магнезиорибекит, образующие призматические кристаллы со спайностью под углом 56°. В них наблюдаются простые и полисинтетические двойники. В шлифах глаукофан имеет окраску от голубоватого до синеватого, содержание его в шлифах от 5 до 35%. Минералы ряда чермакит, винчит в шлифах встречаются редко, их содержание от 15 до 25%. В амфиболитах встречается одновременно несколько разновидностей амфибола. Так же амфиболиты содержат эпидот, хлорит, серицит и кварц. Содержание в шлифах эпидота от 5 до 30%, хлорита от 5 до 25%, серицита от 2 до 25%, кварца от 10 до 35%.

Зачастую встречаются метасоматические породы *хлорит-эпидот-кварц-амфиболового состава* с разными соотношениями породообразующих минералов. Почти во всех шлифах присутствуют эпидот, составляющий от 20 до 45% породы, хлорит - от 15 до 40%, амфибол - от 5 до 30%, кварц - от 10 до 35%. Наиболее часто преобладают эпидот и хлорит.

Эпидот в шлифах обычно окрашен в желтовато-зеленый цвет и плеохроирует, для него очень характерна яркая, пестрая интерференционная окраска, различная в разных участках одного зерна. Часто эпидотовые минералы развиваются по роговой обманке, полевым шпатам.

Характерная особенность хлоритов – зеленая окраска, обусловленная присутствием Fe^{2+} . В шлифах они также зеленые или почти бесцветные. Для хлоритов характерны темные аномальные интерференционные окраски и низкий рельеф.

Сerpентиниты – породы от темно-зеленого до черного цвета, интенсивно раздробленные, часто с тонкими прожилками хризотил-асбеста, придающими породам сетчатую текстуру. Они присутствуют в массиве в виде тонких протяженных прослоев и линз. Серпентин в шлифах бесцветный или светло-зеленый. Выделяются четыре разновидности серпентина: волокнистый хризотил, зернистый лизардит, бесформенный опаловидный серпофит и крупнопластинчатый бастит. В основном в шлифах встречается хризотил от 5 до 20%, лизардит от 15 до 40%. Серпентиниты образуют весьма тонкозернистые агрегаты, что затрудняет их точное определение. Они имеют волнистое погасание благодаря волокнистому строению, стально-серые цвета интерференции.

Пироксениты. Главными породообразующими минералами являются орто- и (или) клинопироксен, составляющие в шлифах от 55 до 80%. В качестве второстепенных минералов выступают гранат от 10 до 15-65%, хлорит от 15 до 25%, кварц от 5 до 10%, реже встречается серпентин от 15 до 30%. Пироксениты – полнокристаллические, часто крупно- и гигантозернистые породы с ясно различимыми призматическими кристаллами пироксена. Магнезиальные ортопироксениты имеют светло-серый цвет с желтоватым или зеленоватым оттенками. Клинопироксениты окрашены в темные тона с зеленоватым оттенком на поверхности выветривания. Плоскости спайности и отдельности клинопироксена имеют стеклянный блеск. Обычно хорошо видны пятна, шлиры, полосы, обогащенные магнетитом или титаноммагнетитом. Микроструктура агрегата призматических кристаллов пироксена обычно панидиоморфнозернистая. Для клинопироксенитов, богатых рудными минералами, типична сидеронитовая структура. В породе иногда присутствует роговая обманка, которая всегда является поздним минералом, выполняющим интерстиции между

пироксенами и замещающим клинопироксен. Пироксениты, полностью замещенные роговой обманкой, можно отнести к горнблендитам.

Таким образом, в массиве изучены следующие разновидности пород: амфиболиты, метасоматические породы кварц-хлорит-эпидот-амфиболовые состава породы с разными соотношениями породообразующих минералов, серпентиниты и пироксениты.

1. Дамдинов Б.Б., Кислов Е.В. Платинометальная минерализация метаморфического комплекса: Хурай-Жалгинское рудопроявление, Восточный Саян // Проблемы геологической и минерагенической корреляции в сопредельных районах России, Китая и Монголии: Труды IX междунар. симпоз., Чита, 2-5 октября 2011 г. Чита: ООО «Экспресс-издательство», 2011. С. 36-39.

ФАКТОРЫ СУЛЬФИДНО-МАГМАТИЧЕСКОГО РУДОГЕНЕЗА В ЗОНАХ АККРЕЦИИ

А.Г. Симакин^{1,2}, О.Ю. Закревская²

¹*Институт Физики Земли РАН, Москва, Россия, simakin@iem.ac.ru*

²*Институт Экспериментальной Минералогии, Черноголовка, Россия*

FACTORS OF MAGMATIC SULFIDES FORMATION IN ACCRETION ZONES

A.G. Simakin^{1,2}, O.Yu. Zakrevskaya²

¹*Institute of Earth's Physics RAS, Moscow, Russia, simakin@iem.ac.ru*

²*Institute of Experimental Mineralogy, Chernogolovka, Russia*

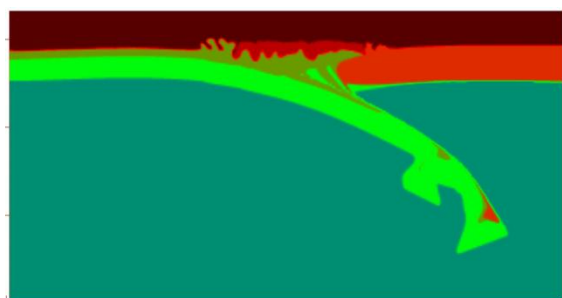
In some large magmatic sulfide Cu-Ni and PGE ore fields there are signs of the always formed sulfides transported by magma from the deeper levels. We consider peculiarities of the fluid composition in the dry C-O-S system at the lower mantle and upper crust conditions that can shed light on the problem of deep magma sulfidization and enrichment by Ni and PGE. Results of geodynamic simulation reveal possible mechanism of the formation of required CO₂ fluid in the accretion zones. Example of Cu-Ni sulfide bearing cortlandites from Kamchatka is considered to check likeness of the proposed theoretical models.

Термодинамическое моделирование. При термодинамических расчетах в качестве компонентов флюида выбраны: CO₂, CO, SO₂, S₂, COS, CS₂, O₂. Для простоты принято, что кислород обладает вполне подвижным поведением, и его летучесть буферруется окружающими породами. Поскольку функции смешения для флюидов сложного состава в рассматриваемой системе не изучены, было использовано широко распространенное приближение идеального смешения неидеальных компонентов. Точность расчетов ограничена, главным образом, точностью этого допущения. Летучесть кислорода при расчетах изменялась в пределах от QFM-2 до QFM+2, что отвечает диапазону, измеренному в ксенолитах шпинелевых перидотитов разного генезиса [1]. Расчеты показали, что при низких летучестях кислорода около буфера QFM-1 при давлении 7 кбар, T=1000-1100°C в составе флюида преобладают смешанные соединения углерода и серы. При соотношении S:C=1:1, fO₂=QFM-1, P=7 kbar, T=1100°C во флюиде преобладает COS (36.8 мол. %), при этом велики содержания CO (6.5 мол. %) и CS₂ (11.9 мол. %). При соотношении серы и углерода во флюиде 1:5 при тех же термодинамических параметрах в нем содержится 67.8 мол. % CO₂, 14 мол. % CO, 16.5 мол. % COS и 1.1 мол. % CS₂. Расчеты показывают, что флюид с низким

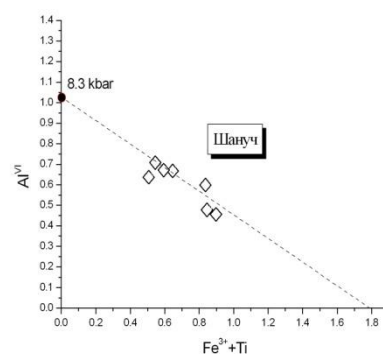
отношением COS/CO_2 реагирует с моносulfидом железа и обогащается серой. Таким образом при продувке мантийного субстрата сухим CO_2 вся сера связывается в сероуглеродные соединения. При увеличении летучести кислорода устойчивой формой серы становится элементарная сера. При $f\text{O}_2 = \text{NNO}$ и $\text{S}:\text{C}=1:1$ (те же РТ параметры) флюид содержит 28.1 мол. % S_2 , 57.9 мол. % CO_2 и немного восстановленных газов 9.9 мол. % COS , 1.1 мол. % CO . При дальнейшем росте летучести кислорода до $f\text{O}_2 = \text{NNO}+2$ практически вся сера окисляется до SO_2 (49 мол. %).

Как известно, для магм субдукционного генезиса степень окисления магмы коррелирует с исходным (при наплавлении) содержанием воды [2]. Исходные (для магматических сульфидных месторождений) сухие основные и ультраосновные магмы имеют декомпрессионный генезис. Привнос воды происходит, вероятно, в промежуточных камерах при ассимиляции коровых пород и вызывает рост летучести кислорода. За счет этого, а также вследствие реакции сухого флюида с водой происходит разложение сероуглеродных соединений. Равновесие $\text{COS} + \text{H}_2\text{O} = \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S}$ сдвинуто вправо. Расчеты показывают, что 80% воды переходит в сероводород при отношении $\text{COS}/\text{CO}_2=1$. Именно за счет эффекта гидратации содержания COS и CS_2 в вулканических газах малы - на уровне не более сотых объемного процента [3]. Высокая летучесть серы и сероводорода ведет к формированию сульфидов.

Можно ожидать, что флюид с высоким содержанием восстановленных газов будет хорошим растворителем для никеля и элементов платиновой группы. Широко известны устойчивые газообразные карбонилы переходных элементов. Из химии комплексных соединений также известно, что COS и CS_2 имеют склонность к образованию устойчивых π -комплексов именно с платиноидами. Таким образом, можно выделить стадии формирования сероуглеродных флюидов и обогащение их никелем и платиноидами, перенос флюидов либо до глубины плавления, либо до глубин промежуточных магматических камер. Ожидается, что сульфидообразование может быть связано с разложением сероуглеродов.



а)



б)

Рис. 1. Главные результаты а) Строение модельной зоны субдукции, справа остров, слева поступает океаническая плита; по вертикали изображение, исключая «воздух», 225 км; отломленный край острова погружается в мантию. В аккреционном клине смяты осадки и базальты б) Оценка давления по составу амфиболов для кортландитов Шануча по данным работы [4].

Геодинамическое моделирование. Механизм генерации существенно углекислого флюида, который при реакции с сульфидными в восстановительных условиях дает смесь COS , CO , CS_2 , проблематичен. В зонах субдукции океаническая плита легко теряет воду, под действием которой в мантийном клине наплаваются магмы субдукционного генезиса. Карбонаты сохраняют свою устойчивость вплоть до нижней мантии. Было установлено, что при достаточно мощном слое осадков (около 1 км), захватываемых в зону субдукции, они способны всплывать в мантийный клин и

достигать РТ условий выделения CO_2 при реакции с силикатами [5]. На Камчатке практически отсутствуют осадки, включая карбонаты, поэтому в предложенном виде этот механизм маловероятен. С другой стороны, в процессе аккреции происходит образование новой зоны субдукции, перешагивающей пришивартовавшиеся острова. Мы промоделировали это явление численно. Была использована модифицированная двумерная конечноэлементная программа автора для моделирования конвекции в магматической камере. Применены реалистичные параметры вязкости и плотности. Показано, что при нагнетании океанической плиты в зону контакта образуется система разломов (в рамках вязкопластической реологии) как в плите, так и в острове. Погружающиеся фрагменты океанической литосферы (лерцолитового состава) захватывают обломившийся край острова (см. рис.1а). Размеры фрагмента достигают порядка 4×10 км (в поперечнике). Такие фрагменты определенно всплывут в мантийном клине. Островные дуги, аккрецированные в разное время на Камчатке, прибыли с южных широт Тихого океана и содержали карбонатные компоненты (как на Камчатском полуострове Камчатки). Всплывающий карбонатный материал и может быть источником существенно углекислого флюида.

Геологический пример. Ультрабазит-базитовые интрузии кортландитового типа группируются по краю Срединного метаморфического выступа Камчатки, в зоне, вытянутой в меридиональном направлении примерно на 300 км, при ширине от 30 до 50 км. Среди них известно около 50 средних и мелких интрузивных тел, несущих медно-никелевое оруденение. По масштабам проявления наиболее крупные из них выделены в 2 зоны: Дукук-Кувалорог-Квинумскую и северную Шанучскую (рис. 2). Кортландиты – это особый тип интрузивных пород, содержащих 60-70% магматической роговой обманки.

Для изучения условий формирования кортландитов нами был использован, откалиброванный ранее по нашим и литературным данным новый амфиболовый геобарометр [8], основанный на оценке максимального содержания октаэдрического алюминия при сумме высокозарядных катионов ($\text{Fe}^{3+} + \text{Ti} + \text{Cr}$) равной 0. Для определения давления формирования кортландитов, мы использовали как

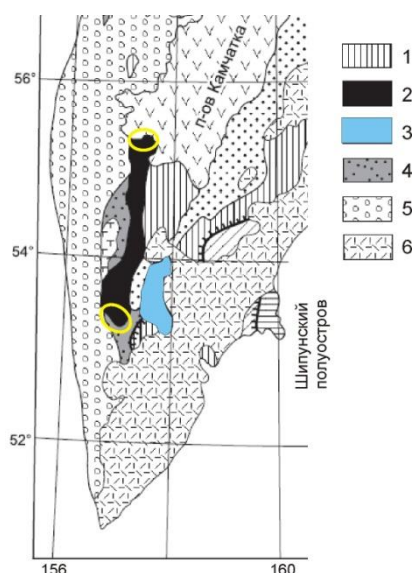


Рис.2. Схема геологического строения района локализации рудоносных кортландитовых интрузий Камчатки.

1) Ачайваям-Валагинский террейн — палеоостровная дуга (K_2-P_1), 2) метаморфизованный континентальный край [6], 3) метаморфизованные породы палеоостровной дуги, 4) терригенные отложения подножия континента (K_2-P_2), 4) Западно-Камчатский прогиб (P_2-N_2), 5) Восточно-Камчатский вулканический пояс (N_2 -поныне). Положение рудных кортландитов отмечено сплошными овалами. Карта из работы [7] с изменениями.

данные наших анализов, так и литературные данные. Наша оценка давления около 8 кбар для Шануча (см. рис.1б) совпадает с максимальным давлением, согласно анализу

метаморфических парагенезисов вмещающих пород в 6.3-8 кбар [4]. Столь высокое давление отвечает глубине становления кортландитов около 28 км. Мощность коры в районе метаморфического выступа составляет около 40 км, что отвечает ее максимальной мощности до эксгумации метаморфитов около 70 км, близкой к глубине эклогитового перехода (80 км). Медно-никелевые месторождения генетически связаны с высокомагнезиальными толеитовыми магмами [4], которые относят к N-MORB типу. Такие магмы возникают при высокой степени плавления сухой мантии в условиях срединно-океанических хребтов. Высокие степени плавления протолита достигаются за счет адиабатической декомпрессии. В зонах аккреции локальные восходящие мантийные течения могут быть связаны с процессом перестройки зоны субдукции при аккреции, сопровождающимся деламинацией старой плиты [9] и началом погружения новой. Происхождение кортландитов можно связать с ассимиляцией сухими пикро-базальтами осадочных пород, содержащих химически связанную воду. Низкая летучесть кислорода сохраняется из-за высокого содержания графита в ассимилируемых сланцах хейванской свиты [4]. Кристаллизация амфибола по нашим предварительным оценкам происходила при летучести кислорода на уровне QFM+0.5 – QFM+1. Как вытекает из наших термодинамических расчетов, COS при таких условиях (повышения летучести кислорода и воды) разлагается с образованием H₂S и S₂. С этим процессом может быть связано образование сульфидного расплава, поглощающего рудную нагрузку флюида.

Благодарности. Работа была поддержана грантами РФФИ № 10-05-00046-а и № 10-05-00697-а.

1. Frost D.J., McCammon C.A. The Redox State of Earth's Mantle // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2008. V. 36. P. 389-420.
2. Kelley K.A., Cottrell E. The oxidation state of Fe in subduction zone basalts and implications for mantle oxygen fugacity // Geophysical Research Abstracts. 2012. V. 14. EGU 2012-877.
3. Textor C., Graf H.F., Timmreck C., Robock A. Emissions from volcanoes // Emissions of Chemical Compounds and Aerosols in Atmosphere. C. Granier, C. Reeves, P. Artaxo, Eds. Kluwer, Dordrecht. 2003
4. Селянгин О.Б. О тектонической позиции никеленосных интрузивов Срединно-Камчатского массива // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. №13. С. 123-138.
5. Behn M.D., Kelemen P.B., Hirth G., Hacker B.R., Massonne H.-J. Diapirs as the source of the sediment signature in arc lavas // Nature Geoscience. 2011. V. 4. P. 641-646.
6. Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W., Wooden J.L., Natalin B.A. Archean protolith and accretion of crust in Kamchatka: SHRIMP dating of zircons from Sredinny and Ganal massifs // The Journal of Geology. 2002. V. 110. P. 271–289.
7. Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 8. С. 863-880.
8. Simakin A.G., Zakrevskaya O.Yu., Salova T.P. Novel amphibole geo-barometer with application to mafic xenoliths // Earth Science Research. 2012. V. 1, N. 2. P. 82-97.
9. Luchitskaya M.V., Solov'ev A.V., Hourigan J.K. Two Stages of Granite Formation in the Sredinny Range, Kamchatka: Tectonic and Geodynamic Setting of Granitic Rocks // Geotectonics. 2008. V. 42, N. 4. P. 286-304.

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА

В.А.Симонов¹, К.С.Иванов², С.И.Ступаков¹, Ю.В.Ерохин², А.В. Котляров¹

¹*Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия,
simonov@igm.nsc.ru*

²*Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия,
ivanovks@igg.uran.ru*

ULTRABASIC ROCKS FROM THE BASEMENT OF WESTERN-SIBIRIAN OIL-AND-GAS SEDIMENTARY BASIN

V.A. Simonov¹, K.S. Ivanov², S.I. Stupakov¹, Yu.V. Erokhin², A.V. Kotlyarov¹

¹*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia,
simonov@igm.nsc.ru*

²*Zavaritskii Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia,
ivanovks@igg.uran.ru*

Samples of clinopyroxene bearing ultrabasic rocks from the core of the Hultur borehole were studied. Carried out researches including by means of an ion probe, have shown that peridotites from the basement of Western-Siberian oil-and-gas bearing sedimentary basin possess low degree (less than 10%) of partial melting and were formed in the paleogeodynamic conditions of Mid-Oceanic ridges.

Установлено широкое распространение ультраосновных пород в фундаменте Западно-Сибирского нефтегазоносного осадочного бассейна, проблемы гипербазитов Западной Сибири рассмотрены во многих публикациях [3, 4, 5, 7]. Исследования показали, что подавляющее большинство ультрабазитов Западной Сибири представлены интенсивно серпентинизированными разностями с практически полным отсутствием первичных минералов. В связи с этим большой интерес представляют перидотиты, в которых присутствуют в значительном количестве не только оливины, ортопироксены и хромшпинелиды, но и клинопироксены. Наиболее представительные данные по слабоизмененным ультрабазитам получены в результате исследования образцов пород, отобранных из керна скважины 10367 на Хултурском массиве, располагающемся в западной части Западно-Сибирского осадочного бассейна.

Составы пород определены рентгеноспектральным флуоресцентным методом в Институте геологии и геохимии УрО РАН. Минералы исследовались на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro в Институте геологии и минералогии СО РАН. Содержания редких и редкоземельных элементов в клинопироксенах определены на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники РАН по методике [6].

Исследования ультраосновных пород из скважины 10367 Хултурского массива показали, что они слабо изменены, и часто в их составе преобладают оливин, ортопироксен и клинопироксен, с практически полным отсутствием серпентина. По соотношению первичных минералов породы соответствуют клинопироксен содержащим перидотитам. По химическому составу они близки к лерцолитам. На диаграмме Ni-Cr перидотиты обладают относительно низкими содержаниями никеля (до 647 г/т) и располагаются преимущественно в области ультраосновных кумулятов. По особенностям распределения редкоземельных элементов [4] они отвечают лерцолитам срединно-океанических хребтов.

Большое значение для реконструкции условий формирования ультрамафитовых комплексов фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного осадочного бассейна имеют исследования первичных минералов из перидотитов скважины № 10367. Оливины, занимающие большую часть изученных перидотитов из скважины 10367,

содержат 88.7-89.7% форстеритового компонента и, по данной характеристике, соответствуют минералам из ультраосновных пород Срединно-Атлантического хребта, отличаясь от оливинов из ультрамафитов субдукционных зон и древних офиолитов Алтае-Саянской области, для которых характерна более высокая магнезиальность. Ортопироксены показывают определенную зональность в распределении элементов. В частности, центры энстатитов содержат меньше титана и алюминия при большей магнезиальности по сравнению с краями зерен. Отличительной особенностью изученных перидотитов является значительное присутствие клинопироксенов, что говорит о развитии лерцолитового парагенезиса при формировании данных ультрабазитов. Клинопироксены по своему составу отвечают, главным образом, диопсидам с магнезиальностью 90.0-91.7%. Все проанализированные хромшпинелиды по соотношению $Al-Cr-Fe^{3+}$ соответствуют пикотитам, отличаясь от хромитов из преобладающих в фундаменте Западно-Сибирского нефтегазоносного осадочного бассейна интенсивно серпентинизированных гипербазитов.

Исследования показали, что хромшпинелиды из ультрабазитов скважины № 10367 Хултурского массива обладают очень низкой хромистостью ($Cr\# = 10.7-13\%$) при высокой магнезиальности. Эти характеристики хромитов резко отличают рассмотренные перидотиты от ультраосновных пород древних офиолитов Алтае-Саянской области и от гипербазитов субдукционных (островодужных) зон. Подобные соотношения $Cr\#$ и $Mg \#$ встречаются в ультрабазитах современных океанических областей (срединно-океанические хребты) и отмечаются, в частности, судя по имеющимся данным, в шпинелях из гипербазитов Срединно-Атлантического хребта в районах трансформных разломов Романш и Вима [8] в Центральной Атлантике. Сравнение с данными по другим районам Западной Сибири показало, что рассмотренные хромшпинелиды из перидотитов скважины № 10367 Хултурского массива по соотношению $Cr\#$ и $Mg \#$ существенно отличаются от шпинелидов из всех ранее изученных нами ультраосновных пород (Ново-Супринский, Верхнеиюский, Кальчинский, Узбекский и другие массивы) фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна [5]. Для выяснения степени деплетированности гипербазитов Хултурского массива использованы отношения Cr/Al в хромшпинелидах. Данные по составам ($Cr\#$ до 13%) хромшпинелидов из клинопироксеновых ультрамафитов скважины № 10367 говорят о незначительной степени плавления (менее 10%), что свидетельствует об очень слабой истощенности (деплетированности) перидотитов Хултурского массива, сравнимой с информацией по ультраосновным ксенолитам.

Клинопироксены из пород скважины № 10367 Хултурского массива находятся в тесной пространственной и генетической ассоциации с другими первичными минералами. На диаграмме соотношения составов сосуществующих клинопироксенов, ортопироксенов и хромшпинелидов минералы перидотитов скважины № 10367, обладая относительно минимальными значениями хромистости, располагаются в начале трендов шпинелей и клинопироксенов из эталонных гипербазитов Срединно-Атлантического хребта - разлом Вима в Центральной Атлантике.

С помощью анализов на ионном зонде оказалось возможным выяснить особенности распределения редких и редкоземельных элементов в клинопироксенах из перидотитов скважины № 10367 Хултурского массива. По соотношению титана и циркония рассмотренные пироксены располагаются в поле океанических ультрабазитов и показывают степень частичного плавления мантийного субстрата около 10% (рис. 1). Эти параметры хорошо совпадают с полученными нами оценками на основе составов хромшпинелидов. Характер распределения редкоземельных элементов в клинопироксенах также свидетельствует о низкой степени (менее 10%) частичного плавления перидотитов. В целом спектры рассмотренных пироксенов наиболее близки

к графикам клинопироксенов из ультраосновных пород срединно-океанических хребтов Индийского и Атлантического океанов, существенно отличаясь от данных по минералам из ультрамафитов офиолитовых ассоциаций Полярного Урала (рис. 2), для которых доказывается надсубдукционное происхождение [2].

Наличие информации по составам сосуществующих ортопироксенов и клинопироксенов дает возможность наиболее обоснованно рассчитать Р-Т параметры кристаллизации перидотитов (лерцолитов) скважины № 10367 Хултурского массива. Используя двупироксеновые геотермометры и геобарометры [10, 11], были получены следующие характеристики – 1170-1220°C и 21-23 кбар. На основе состава ортопироксенов оценки параметров следующие: 1040-1130°C, 15-19 кбар. Данные по клинопироксенам [1] свидетельствуют о температурах до 1090°C и давлении до 15 кбар. Оценка давления проводилась по однопироксеновому геотермобарометру - около 11 кбар [4]. Сравнивая полученные с помощью различных минералогических геотермометров и геобарометров РТ параметры формирования клинопироксеновых перидотитов скважины № 10367, видим, что наиболее вероятные температуры располагаются в интервале 1100-1220°C. Для давления устанавливается широкий диапазон – 11-23 кбар. При этом наиболее современные двупироксеновый [10] и однопироксеновый [1] барометры дают соответственно максимальные (21-23 кбар) и высокие (до 15 кбар) параметры давления. Учитывая это, наиболее вероятно давление составляло 15-21 кбар. Таким образом, рассмотренные перидотиты с лерцолитовым парагенезисом скважины № 10367 Хултурского массива формировались при температурах 1100-1220°C и давлении 15-21 кбар. Близкие параметры образования ультрабазитов из этой скважины были получены ранее [4].

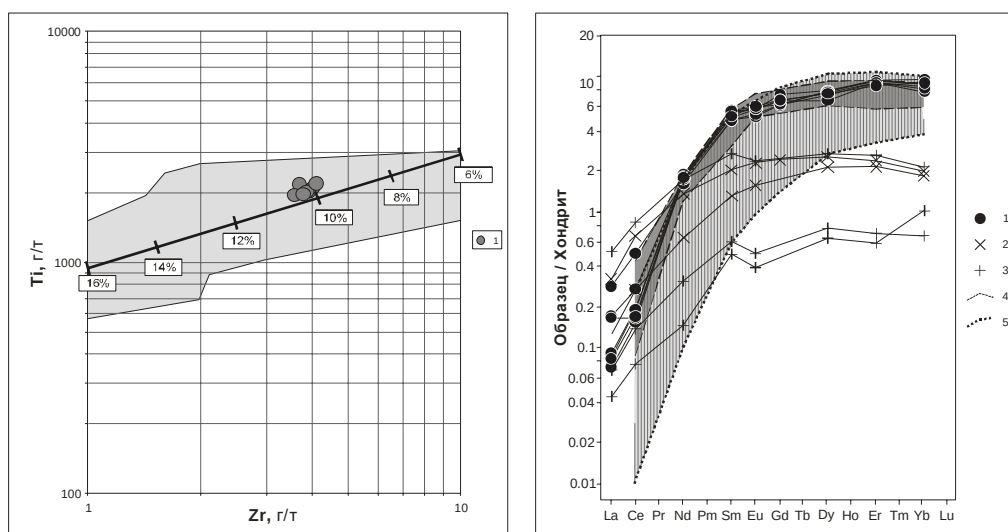


Рис. 1. Диаграмма Ti – Zr для клинопироксенов из перидотитов Хултурского массива.

1 – клинопироксены из перидотитов Хултурского массива. Серым показано поле клинопироксенов из абиссальных перидотитов. Цифры – степени частичного плавления. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов из работ [8, 9].

Рис. 2. Распределение редкоземельных элементов в клинопироксенах из перидотитов Хултурского массива.

1 – клинопироксены из перидотитов Хултурского массива; 2,3 – клинопироксены из ультрамафитов офиолитов Полярного Урала (2 – пироксениты Войкаро-Сыньинского массива, 3 – верлиты и пироксениты Хадатинского массива); 4,5 – границы полей клинопироксенов из гипербазитов срединно-океанических хребтов Индийского океана (4) и Срединно-Атлантического хребта, разлом Вима (5). Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов из работ [2, 8].

В целом необходимо подчеркнуть большое значение впервые полученных с помощью ионного зонда данных об особенностях распределения редких и редкоземельных элементов в клинопироксенах из перидотитов скважины № 10367 Хултурского массива. По соотношению титана и циркония рассмотренные пироксены располагаются в поле океанических ультрабазитов и показывают степень частичного плавления мантийного субстрата около 10%. Эти параметры хорошо совпадают с полученными нами оценками на основе составов хромшпинелидов. Характер распределения редкоземельных элементов в клинопироксенах также свидетельствует о низкой степени (менее 10%) частичного плавления перидотитов Хултурского массива. Спектры рассмотренных пироксенов наиболее близки к графикам клинопироксенов из ультраосновных пород срединно-океанических хребтов Индийского и Атлантического океанов, существенно отличаясь от данных по минералам из ультрамафитов офиолитовых ассоциаций надсубдукционного происхождения.

Таким образом, проведенные исследования, в том числе и с помощью ионного зонда, показали, что перидотиты (лерцолиты) фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного осадочного бассейна обладают низкой степенью (менее 10%) частичного плавления и формировались в палеогеодинамических условиях срединно-океанических хребтов.

Работа выполнена при поддержке Интеграционного проекта СО РАН - УрО РАН № 50, проекта УрО 11-5-07-НДР и РФФИ (проект 11-05-00098).

1. Ащепков И.В. Клинопироксеновый барометр для глубинных пород // XIV Российское совещание по экспериментальной минералогии, 2-4 октября 2001 г.: Тез. докл. Черноголовка, 2001. С. 250.

2. Белоусов И.А., Батанова В.Г., Савельева Г.Н., Соболев А.В. Свидетельство надсубдукционной природы мантийных пород Войкаро-Сыньинского офиолитового массива, Полярный Урал // Докл. РАН. 2009. Т. 429, № 2. С. 238-243.

3. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П. Палеозой и триас Западной Сибири (комплексные исследования) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1-2. С. 120-143.

4. Иванов К.С., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В. История геологического развития и строение фундамента западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 4. С. 484-501.

5. Симонов В.А., Ступаков С.И., Каячев Н.Ф. Новые данные об особенностях хромшпинелидов из ультраосновных пород Западной Сибири // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 7. Материалы Всероссийской петрографической конференции. Томск: ЦНТИ, 2009. С. 287-289.

6. Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. Т. 4, № 3. С. 228-239.

7. Ступаков С.И., Симонов В.А., Бочкарев В.С., Клец А.Г., Ковязин С.В., Лукомская К.Г. Особенности хромшпинелидов из гипербазитов офиолитовых ассоциаций фундамента Западно-Сибирской плиты // Горные ведомости. 2008. № 1. С. 6-10.

8. Brunelli D., Seyler M., Cipriani A., Ottolini L., Bonatti E. Discontinuous Melt Extraction and Weak Refertilization of Mantle Peridotites at the Vema Lithospheric Section (Mid-Atlantic Ridge) // Journal of Petrology. 2006. V. 47, N. 4. P. 745-771.

9. Seyler M., Bonatti E. Regional-scale melt-rock interaction in lherzolitic mantle in the Romanche Fracture Zone (Atlantic Ocean) // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 146. P. 273-287.

10. Slavinskiy V. V. Thermobarometer of xenoliths from deep-seated rocks // Intern. Geology. Rev. 1993. V. 35, № 1. P. 48-58.

11. Taylor W. R. An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulations for upper mantle peridotites with application to the thermobarometry of fertile lherzolite and garnet websterite // Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen. 1998. V. 172. P. 381-408.

**ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ,
СФОРМИРОВАВШИХ КОНДЕРСКИЙ ПЛАТИНОНОСНЫЙ
КОНЦЕНТРИЧЕСКИ-ЗОНАЛЬНЫЙ МАССИВ (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)**

В.А. Симонов¹, В.С. Приходько², Л.В. Агафонов¹, А.В. Котляров¹, С.В. Ковязин¹

¹*Институт Геологии и Минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия,*

Simonov@igm.nsc.ru

²*Институт Тектоники и Геофизики ДВО РАН, Хабаровск, Россия,*

Vladimir@itig.as.khb.ru

**FLUID REGIME OF MAGMATIC SYSTEMS, FORMING THE KONDER
PLATINUM-BEARING CONCENTRICAL-ZONING MASSIF (SIBERIAN
PLATFORM)**

V.A. Simonov¹, V.S. Prihod'ko², L.V. Agafonov¹, A.V. Kotlyarov¹, S.V. Kovyazin¹

¹*Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia,*

Simonov@igm.nsc.ru

²*Institute of Tectonics and Geophysics FEB RAS, Khabarovsk, Russia*

vladimir@itig.as.khb.ru

The results of the chromatographic investigations on the chromites and olivines of the Konder massif are substantiated by our earlier obtained data on the Kempirsaisky hyperbasite massif in Kazakhstan [4], which indicate positive correlation of Pt with H₂O/CO₂ and a direct relation between Pd and Os with high values of the reduced volatile components. Thus, accumulation of platinoids in the chromite schlieres, lenses and veins of the Konder massif was favoured by an increased role of water, as compared with carbon dioxide (high H₂O/CO₂ ratio), and also considerable contents of the reduced gases and accordingly low fluid oxidation, participating in the formation of noticeable chromospinelidite congregations in the dunites.

При исследовании природы платиноносных концентрически-зональных плутонов большое значения имеют вопросы генезиса дунитовых ядер, и до настоящего времени существуют различные точки зрения об участии в их формировании магматических систем. Особое внимание уделяется концентрированию рудных компонентов. При этом большинство исследователей коренной платиновой минерализации в такого рода массивах рассматривают важную и во многом определяющую роль флюидов при переносе благородных металлов и образовании их рудных скоплений.

Проведенные нами исследования позволили найти в хромшпинелидах из дунитов Кондерского и Инаглинского платиноносных массивов (юго-восток Сибирской платформы) расплавные включения, что прямо свидетельствует об участии магматических систем при кристаллизации этих пород. Анализ составов прогретых и закаленных расплавных высокомагнезиальных включений указывает на то, что изученные ультрамафиты формировались из пикритовых магм, близких по большинству основных компонентов к данным по биотит-пироксеновым щелочным

пикритам, что доказывает активное участие ультраосновных щелочных магматических систем в процессе формирования дунитов Кондерского и Инаглинского массивов [1,2].

Для выяснения особенностей флюидных компонентов в щелочных магматических системах, участвовавших в формировании Кондерского платиноносного ультраосновного массива, и решения вопросов о влиянии летучих на распределение и накопление благородных металлов, был использован хроматографический анализ. Исследовались пробы (отобранные в 2011 г. во внутренних частях Кондерского массива) с помощью газовой хроматографии по опубликованной ранее методике [3,4] в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск. Летучие компоненты извлекались из мономинеральных фракций (хромиты и оливины) с помощью ступенчатого нагрева в атмосфере гелия. Низкотемпературные газы (выделившиеся до 400°C) не учитывались. Высокотемпературные газы (выделившиеся при 1000°C), являющиеся наиболее вероятно близкими к эндогенным сингенетичным флюидам, использовались в дальнейших построениях.

С помощью высокотемпературной газовой хроматографии были изучены составы флюидных компонентов в хромшпинелидах (и в ассоциирующих с ними оливинах) из различных типов хромитовых проявлений в дунитах Кондерского массива – акцессории, относительно редкая вкрапленность, обильная вкрапленность, мелкие шлиры, крупные жилы, линза хромититов с видимыми платиноидами.

Исследования монофракций из рассмотренных хромитовых проявлений на сканирующем микроскопе (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) показали, что наиболее обогащены минералами платиноидов хромшпинелиды из шлиров, линз и жил. В случае жильных хромитов были диагностированы изоферроплатина, сульфиды Os, лаурит, ферроникельплатина. Для хромититовых линз и шлиров характерны изоферроплатина, самородные Os и Pt в ассоциации с монацитом и цирконом. Первая парагенетическая минеральная ассоциация характерна для наиболее высокотемпературных систем, а вторая – для относительно низкотемпературных.

Анализ с помощью газовой хроматографии показал, что обогащенные платиноидами хромшпинелиды из шлиров и жил содержат меньше воды (0.2-0.29 мас.%) и углекислоты (240-360 ppm) по сравнению с акцессорными и вкрапленными хромитами, обедненными благородными металлами – соответственно H₂O (около 0.3 мас.%) и CO₂ до 680 ppm. В целом устанавливается отчетливая прямая корреляция содержания воды и углекислоты в хромитах и оливинах из дунитов Кондерского массива.

Выяснена значительно большая роль H₂O по отношению к CO₂ в обогащенных платиноидами хромит-оливиновых ассоциациях (H₂O/CO₂=8.1-10.6), а также явно повышенные содержания восстановленных летучих (H₂+CH₄+CO=280-760 см³/кг) по сравнению с истощенными (максимум H₂O/CO₂ до 7.6 и 33-177 см³/кг восстановленных флюидов). Соответственно для первых характерна низкая степень окисленности флюидов (преимущественно до 40%) относительно вторых, практически полностью окисленных летучих – 70-90%.

Результаты хроматографических исследований хромитов и оливинов Кондерского массива подтверждаются полученными нами ранее данными по Кемпирсайскому гипербазитовому массиву в Казахстане [3], которые свидетельствуют о положительной корреляции Pt с H₂O/CO₂ и о прямой связи Pd и Os с высокими значениями восстановленных летучих компонентов. Таким образом, накоплению платиноидов в хромитовых шлирах, линзах и жилах Кондерского массива способствовала повышенная роль воды по сравнению с углекислотой (высокие отношения H₂O/CO₂), а также существенные содержания восстановленных газов и соответственно низкая степень

окисленности флюида, принимавшего участие в формировании заметных скоплений хромшпинелидов в дунитах.

Сравнивая в целом полученные составы летучих компонентов в хромшпинелидах Кондерского массива с данными по хроматографическому анализу хромитов из других ультраосновных комплексов Азии (Сибирь, Дальний Восток и Казахстан), видим, что они наиболее близки к флюидам из хромитов Корякии (ультрабазитовые массивы горы Красной и Чирынай).

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 12-05-00959) и Проекта ОНЗ РАН №2.

1. 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.

2. Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В., Тарнавский А.В. Условия формирования Кондерского платиноносного ультраосновного массива (Алданский щит) // Доклады Академии Наук. 2010. Т. 434, № 1. С. 108-111.

3. Осоргин Н.Ю. Хроматографический анализ газовой фазы в минералах (методика, аппаратура, метрология). Новосибирск, 1990. 32 с. (Препр. ИГиГ СО АН СССР № 11).

4. Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.

ПИРОКСЕНИТЫ ТАЖЕРАНСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ): МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС

Е.В. Скляр¹, А.Е.Старикова², С.В.Канакин³, А.В.Лавренчук²

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, skl@crust.irk.ru

²Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, a_sklr@mail.ru

³Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, skan_61@mail.ru

PYROXENITES OF THE TAZHERAN MASSIF (WEST BAIKAL AREA): MINERALOGY AND GENESIS

E.V. Sklyarov¹, A.E.Starikova², S.V.Kanakin³, A.V.Lavrenchuk²

¹Institute of the Earth crust SB RAS, Irkutsk, Russia, skl@crust.irk.ru

²Institute of geology and mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia, a_sklr@mail.ru

³Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia, skan_61@mail.ru

Ti-fassaite and nepheline-Ti-fassaite rocks of the Tazheran Massif compose a narrow stripe between high-T hornfels of mafic composition and marble as well as numerous fragments of various size in the marble. Features of mineralogy of the rocks are discussed. Two possible variants of their genesis are proposed: (a) High-T metasomatic alteration of syntectonic injections of trachydolerite magma and (b) Crystallization of Ti-fassaite rocks from gabbro magma formed as a result of interaction of trachydolerite and carbonate (crustal carbonatite) melts.

Мономинеральные титанфассаитовые и титанфассаит-нефелиновые породы (пироксениты по терминологии А.А. Конева с соответствующими оговорками [1]), ассоциирующие с доломитсодержащими кальцитовыми мраморами, слагают полосу между мраморами и высокотемпературными роговиками основного состава (рис. 1), а

также представлены отдельными небольшими телами и множеством мелких (от сантиметра до нескольких метров) угловатых и округлых ксенолитов среди мраморов. По мнению А.А. Конева, пироксениты являются метасоматическими породами, сформировавшимися по контактирующим с мраморами роговикам основного состава (кровля массива) под воздействием сиенитовой магмы. Такой трактовке противоречит резкий и прямой контакт между роговиками и пироксенитами, причем в пироксенитах непосредственно у контакта и на отдалении от него нет реликтов роговиковых ассоциаций, а в контактирующих роговиках отсутствуют признаки метасоматических наложений. Вторым фактом, не получившим объяснения в предложенном механизме, является насыщенность мраморов ксенолитами пироксенитов разного размера и разной конфигурации у контакта с пироксенитами. И, наконец, на некоторых участках роговики контактируют непосредственно с мраморами без признаков метасоматических преобразований, причем в зону контакта внедряются жилки сиенитов, пересекающие и роговики. Все это не получает объяснения в модели [1] поздней стадии щелочного метасоматоза (после магнезиального и известкового), ответственной за формирование пироксенитов и пироксен-нефелиновых пород.

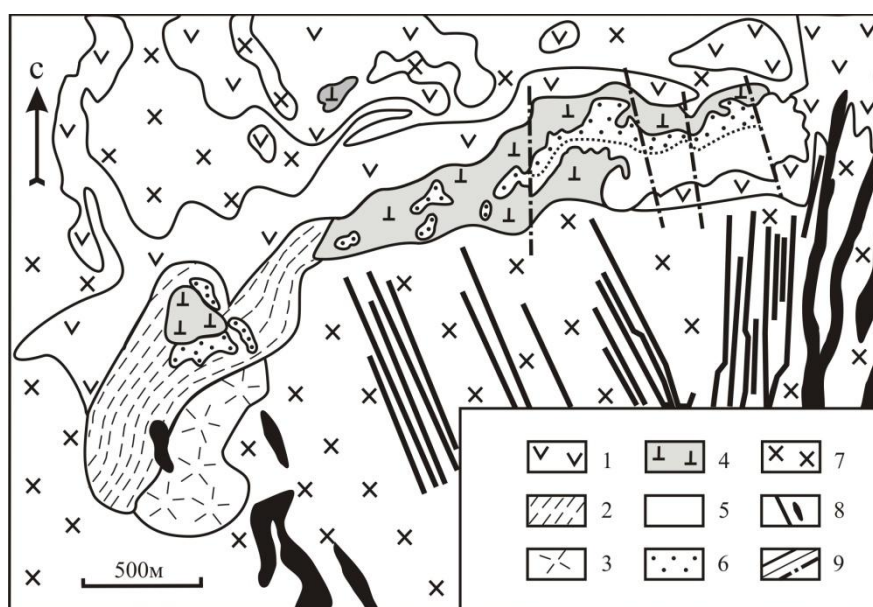


Рис. 1. Фрагмент геологической карты массива Тажеран (по [4] с изменениями).

1 – роговики основного состава; 2 - пироксен-волластонит-плагноклазовые породы; 3 – гранат-мелилит-волластонит-пироксеновые породы; 4 - титанфассаитовые и титанфассаит-нефелиновые породы; 5 – мраморы; 6 – они же, насыщенные разноразмерными обломками нефелин-титанфассаитовых пород; 7 – сиениты; 8 – субщелочные габброиды; 9 – геологические границы (а) и разрывные нарушения (б).

Пироксениты представляют собой мелко-, среднезернистые породы черного цвета с варьирующими содержаниями нефелина, содержание которого может достигать 30-50%. Нефелинсодержащие породы слагают шлиры неправильной формы, имеют постепенные контакты с пироксенитами и не обнаруживают каких-либо закономерностей в распространении. Кроме нефелина в пироксенитах обычно присутствует паргасит, шпинель, кальцит и перовскит. В некоторых телах появляется флогопит и гранат. Титанфассаиты в шлифах имеют интенсивную коричневую окраску с хорошо выраженным плеохроизмом. Содержание TiO_2 составляет 1-3% (табл. 1), вариации концентраций глинозема более существенны: Al_2O_3 от 5 до 13% в разных пробах, в пределах же одного образца они, как правило, не превышают 3-4 мас. %.

Минералого-петрографические исследования позволили обнаружить в нескольких пироксенитовых будинах тела долеритов и проследить последовательность их метасоматических преобразований. В одном из относительно крупных ксенолитов пироксенитов в мраморах обнаружены реликты долеритов в виде округлых тел до 2 м по длинной оси. В долеритах наблюдается офитовая текстура, сохранились лейсты первичного плагиоклаза, в то время как особенности выделения темноцветных минералов, представленных оливином, титанистым пироксеном диопсид-геденбергитового ряда, бурой роговой обманкой и высокотитанистым биотитом, позволяет предполагать высокотемпературную (автомагматическую?) перекристаллизацию первичных темноцветов. В пользу этого свидетельствует и наличие тонких прожилков (2-3 мм), сложенных теми же самыми темноцветами, причем состав минералов из прожилков и из основной массы не обнаруживает существенных отличий. Наложение метасоматических процессов выражается в частичной нефелинизации плагиоклаза и появлению в последнем мелких кристаллов шпинели. Иногда краевая часть зерен пироксена представлена титанфассаитом (ан. 1 в табл. 1). При дальнейшем преобразовании долеритов еще видна офитовая структура, но лейсты плагиоклаза практически нацело замещены агрегатами нефелина. Пироксены по составу отвечают титанфассаиту (см. табл. 1), а амфиболы – паргаситу. Основная часть тела сложена почти мономинеральными пироксенитами с участками пироксен-нефелиновых пород. Таким образом, можно предполагать, что пироксениты представляют собой продукты высокотемпературного метасоматоза долеритов.

Табл. 1.

Представительные анализы пироксенитов и пироксенов.

№	1			2		3		4	
	вал	Срх с	Срх г	вал	Срх	вал	Срх	вал	Срх
SiO ₂	49,41	51,05	46,64	44,28	46,87	43,12	46,12	44,85	43,81
TiO ₂	1,27	1,23	2,99	0,95	1,40	2,11	2,30	0,64	1,18
Al ₂ O ₃	17,05	3,12	8,22	15,83	6,67	11,80	8,54	11,60	12,36
FeO _t	9,42	9,07	10,12	7,41	9,51	9,01	9,02	6,08	7,28
MnO	0,13	0,00	0,00	0,11	0,27	0,15	0,00	0,23	0,00
MgO	6,51	12,24	10,81	5,61	10,26	9,53	10,40	7,36	10,15
CaO	10,20	22,63	16,72	17,04	23,88	20,82	23,52	25,69	24,03
Na ₂ O	3,95	0,51	1,60	5,07	0,57	1,50	0,58	1,74	0,18
K ₂ O	0,71	0,00	1,00	2,03	0,00	0,42	0,00	0,36	0,00
P ₂ O ₅	0,15			0,07		0,05		0,03	
LOI	0,80			1,22		1,14		1,24	
Сумма	98,80	99,86	98,41	98,40	99,88	98,51	100,83	98,58	99,38
Si		1,913	1,769		1,770		1,720		1,644
Ti		0,035	0,085		0,040		0,064		0,033
Al		0,138	0,368		0,297		0,375		0,547
Fe ³⁺		0,003	0,089		0,126		0,099		0,111
Fe ²⁺		0,281	0,232		0,174		0,183		0,117
Mn		0,000	0,000		0,009		0,000		0,000
Mg		0,684	0,611		0,577		0,578		0,568
Ca		0,909	0,680		0,966		0,940		0,966

Na		0,037	0,118		0,042		0,042		0,013
K		0,000	0,048		0,000		0,000		0,000
Сумма		4,000	4,000		4,000		4,000		4,000

Примечание: 1 – фрагмент неизмененного долерита в пироксенитах; 2-4 – пироксениты. Формула клинопироксена рассчитана на 6 кислородов.

Есть и альтернативная интерпретация природы пироксенитов, предполагающая их магматическое происхождение. Экспериментальные исследования С. Молло с соавторами [8] показали, что при ассимиляции 5-20% кальцита или доломита магмой основного состава, кристаллизующийся пироксен отвечает по составу фассаиту с вариациями содержаний глинозема от 5 до 9 мас. %. Состав же остаточного расплава смещается разнонаправлено в зависимости от количества ассимилируемого карбоната и присутствия или отсутствия водного флюида. Почти во всех экспериментах увеличивается сумма щелочей и уменьшается концентрации SiO_2 . Нам представляются, что приведенные выше результаты исследований можно вполне корректно применить для пироксенитов Тажеранского массива. Во-первых, интервал содержаний глинозема в резко преобладающей части проанализированных пироксенов полностью соответствует экспериментальным данным. Во-вторых, получает объяснение наличие участков нефелин-титанфассаитовых пород в пироксенитах (зоны, обогащенные остаточным расплавом после кристаллизации основной массы пироксенов). В таком случае описанные выше тела долеритов в пироксенитах можно интерпретировать в качестве закристаллизованных неконтаминированных порций базитовой магмы.

Однако есть и существенные доводы против магматической природы пироксенитов. Результаты экспериментов [8] свидетельствуют, что при смешении базальтов с карбонатами степень закристаллизованности смеси при температуре 1200°C увеличивается от 1% для чистого базальтового состава до 60% при добавлении к нему 20% кальцита, то есть добавление карбонатов в базальтовый расплав увеличивает ликвидусную температуру гибридного расплава. Еще было показано, что ксенолиты, состав которых повышает ликвидусную температуру расплава, не способны растворяться в этом расплаве, то есть ассимиляция 5-10% вмещающих пород представляется не реальной, тем более при отсутствии сохранившихся ксенолитов вмещающих пород в пироксенитах. И, наконец, насыщенность контактирующих мраморов фрагментами пироксенитов так и остается без объяснения. Но если отойти от традиционной трактовки мраморов в качестве фрагмента кровли массива и допустить, что «мраморы» являются продуктами кристаллизации карбонатной магмы, то противоречия снимаются. Речь идет не о мантийных карбонатитах, поскольку в карбонатных породах отсутствуют минералогическо-геохимические признаки, свойственные карбонатитам [2], а о коровых карбонатных выплавках. В небольшом количестве публикаций, в том числе и в наших более ранних публикациях [2, 3, 5] описаны карбонатные и силикатно-карбонатные породы, являющиеся продуктами кристаллизации коровых карбонатных выплавок. Основными предпосылками возможности плавления карбонатных пород в нижней коре условиях и последующего внедрения в верхние уровни коры являются экспериментальные данные по плавлению карбонатов в присутствии водного флюида. Температура плавления кальцита в присутствии водного флюида составляет 740°C при давлении 1 кбар [9], плавно снижаясь по мере роста давления. Добавление в систему MgO снижает температуру плавления карбонатов до 600°C [6]. При фиксированном составе флюида ($X_{\text{CO}_2}=0.05$) кривая солидуса гранита в водонасыщенных условиях примерно совпадает с линией плавления кальцита, а кривая плавления доломита расположена на 100°C ниже [7]. Это означает, что в условиях флюидонасыщенной нижней коры плавление доломитов

начнется раньше появления гранитных выплавок, а плавление кальцитовых мраморов будет субсинхронно с последними. На основании экспериментальных данных и термодинамических расчетов Д.Р. Ленц [7] предложил модель, в соответствии с которой внедрение сиенитового расплава в карбонатную толщу нижней коры приводит к образованию эндоконтактовых метасоматитов с одновременным формированием карбонатных выплавок и их последующим внедрением в верхние горизонты коры. Модель применима не только для сиенитовых, но и для любых высокотемпературных мантийных магм при условии одновременного поступления водного флюида в нижние части коры, в которой в значительных объемах присутствуют карбонатные породы.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты 11-05-00267; 12-05-00229), специального гранта «ОПТЭК», а также в рамках интеграционных проектов СО РАН и ОНЗ-СО РАН.

1. Конев А.А., Самойлов В.С. Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск: Наука, 1974. 246 с.

2. Скляр Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Левицкий В.И., Сальникова Е.Б., Старикова А.Е., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеенко А.М. Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 12. С. 1405-1423.

3. Скляр Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Старикова А.Е. Инъекционные карбонатные и силикатно-карбонатные комплексы в коллизионных системах (свидетельства из Западного Прибайкалья, Россия) // Геотектоника, в печати

4. Федоровский В.С., Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Котов А.Б., Каргополов С.А., Лавренчук А.В., Старикова А.Е. Геологическая карта массива Тажеран. М.: Группа компаний А1 ТИС, 2009.

5. Федоровский В.С., Скляр Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М. Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 682-700.

6. Fanelli M.T., Cava N., Wyllie P.J. Calcite and dolomite without portlandite at a new eutectic in $\text{CaO-MgO-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ with applications to carbonatites // Morphology and Phase Equilibria of Minerals. Proceedings of the 13th General Meeting of the International Mineralogical Association. Bulgarian Academy of Science: Sofia, 1986. P. 313-322.

7. Lentz D.R. Carbonatite genesis: A reexamination of the role of intrusion-related pneumatolytic skarn processes in limestone melting // Geology. 1999. V. 27. P. 335-338.

8. Mollo S., Gaeta M., Freda C., Di Rocco T., Misiti V., Scarlato P. Carbonate assimilation in magmas: A reappraisal based on experimental petrology // Lithos. 2010. V. 114. P. 503-514.

9. Wyllie P.J., Tuttle O.F. The system $\text{CaO-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ and the origin of carbonatites // Journal of Petrology. 1960. V. 1, N. 1. P. 1-46.

КЛАССИФИКАЦИЯ РУДОНОСНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ, ВМЕЩАЮЩИХ Cu-Ni-Pt МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В.Ф. Смолькин

ГГМ РАН, Москва, Россия, vsmolkin@sgm.ru

CLASSIFICATION OF ORE-BEARING MAGMATIC FORMATIONS RELATED TO CU-NI-PT DEPOSITS

V.F. Smolkin

SGM RAS, Moscow, Russia, vsmolkin@sgm.ru

It is proposed a modified classification of the ore-bearing magmatic formations spatially and genetically related to large and superlarge Cu-Ni±Pt sulfide deposits. The classification considers the composition of magmatic rocks and fertile magmas, geodynamics and the facial conditions for the formation of ore deposits, and the types of ores.

Предложенные ранее классификации рудных формаций и связанных с ними Cu-Ni±Pt месторождений, как и других месторождений магматического типа, базируются на различных принципах: тектоническом, геодинамическом, формационном, генетическом или вещественном. Преобладают комбинированные классификации, учитывающие в той или иной мере различные признаки, в том числе геолого-экономические.

В основу классификаций, использующих тектонический или геодинамический принципы, положена информация о приуроченности месторождений к той или иной геологической структуре – фундаменту или чехлу платформы, зонам тектоно-магматической активизации или зонам протоактивизации платформ, орогенным областям, зонам субдукции, рифтогенным системам, литосферным плитам и зонам их сочленения и др. Формационный принцип широко используется для классификаций месторождений магматического типа, в том числе, для которых установлены пространственные и генетические связи между интрузиями, вулканитами или дайками и рудами ранее на эмпирическом уровне, а в настоящее время на основе геохимических данных и результатов анализа различных изотопных (Pb-Pb, U-Pb, Sm-Nd, Re-Os, Lu-Hf и др.) систем. В основу генетического подхода положены два взаимосвязанных принципа – генезис рудовмещающих комплексов (интрузивный, субвулканический, вулканогенный, осадочно-вулканогенный) и генезис собственно руд (ликвационно-магматический, гидротермальный, метаморфизованный, регенерированный и др.).

Состав глубинных магм тесно связан с глубиной, составом и степенью плавления мантийного субстрата; он в значительной степени отражает степень извлечения никеля из этого субстрата и поэтому определяет в значительной степени первоначальный ресурс никеля и других металлов. Поэтому ряд авторов за основу выбрали типы магм, родоначальных для рудовмещающих магматитов. Так, А.П. Лихачев [1] выделяет по содержанию MgO и с учетом состава руд и отношений в них Ni:Cu магматические группы: маломagneзиальная (MgO средневзвешанное 8-10/в дифференциатах 2-20), умеренно-магнезиальная (MgO 10-15/3-30), магнезиальная (MgO 15-20/5-40), повышено-магнезиальная (MgO 20-25/7-45), ультрамафическая (MgO 28-33/25-55), гибридная низкомагнезиальная (MgO 4/0,2-16) и маломagneзиальная (2-16/1-20), каждой из которых соответствует определенная рудоносная магматическая формация. Названия формаций отражают преимущественно преобладающие типы магматических пород – габбро-троктолитовая, габбро-пикрит-долеритовая и др.

Состав руд, как правило, учитывается в большинстве классификаций либо в виде минерального состава рудных ассоциаций (пирротин-халькопирит-пентландитовая, пирротин-пентландитовая, халькопиритовая, никелиновая, керолит-нонtronит-охристый и др.), либо в виде содержаний (Ni, Cu, ЭПГ) и отношений полезных компонентов (Ni:Cu, Ni:Co, (Pt:Pd)/Ni).

В ряде случаев состав руд положен в основу классификаций типов месторождений – сульфидные медно-никелевые, никельсодержащие малосульфидные (платиноидные) и ильменит-магнетитовые, мышковисто-никель-кобальтовые и др.

Относительно полная современная классификация месторождений сульфидных медно-никелевых и платиноидных руд магматического генезиса, включая малосульфидные никельсодержащие, была предложена А.Дж. Налдреттом [2], в основу ее положен названный им петролого-тектонический принцип, учитывающий тип рудосодержащих магм и тектоническое положение рудных тел в период их образования. Сульфидные медно-никелевые месторождения разделены А.Дж. Налдреттом по типам магм на 6 классов: коматиитовый, платобазальтовый, ферропикритовый, анортозит-гранит-троктолитовый, разнородный (преимущественно пикритовый и толеитовый), импактный. Дополняющие их месторождения никельсодержащих платиноидных руд отнесены к двум высокомагнезиально-андезитобазальтовым (или бонинитовым) и одному толеитовому классам. Данная классификация требует дополнения, так как в ней не используется признак геодинамического режима формирования рудоносных формаций и месторождений, и не учтены некоторые их типы, расположенные на территории России.

В табл. приведена авторская модифицированная классификация рудоносных магматических формаций, с которыми пространственно и генетически связаны крупные и сверхкрупные месторождения сульфидных Cu-Ni-Pt руд. Она основана на следующих признаках: главные типы пород магматических формаций, составы материнских магм, геодинамические обстановки и условия формирования месторождений, и типы руд.

Работа выполнена при поддержке Программ фундаментальных исследований Президиума РАН (№17) и ОНЗ РАН (№2«Рудные месторождения: от генетических моделей к их прогнозу на территории России»).

1. Лихачев А.П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. М.: Эслан, 2006. 496 с.

2. Налдретт А.Д. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометаллических руд. СПб.: СПбГУ, 2003. 487 с.

Табл.

**Классификация магматических и импактно-магматических формаций,
вмещающих месторождения сульфидных Cu-Ni-Pt руд**

№	Основные типы никеленосных магматических формаций	Фа-ции*	Тип или состав магм	Комплексы, плутоны, массивы	Ру-ды**	Геологические структуры, положение
1	Коматиитовый	В	Коматиито-вый	Камбалда	М	Архейский зеленокаменный пояс
2	Коматиит-базальтовый	В СВ	Коматиит-базальтовый (пикробазальтовый)	Кейп-Смит (Рэглэн) Томпсон	М	Палепротерозойский пояс
3	Габбро-верлитовый	СВ	Высоко-Ті ферропикритовый	Печенгское рудное поле	МТ	Палеорифт, (заключительный этап)
4	Габбро-пикрит-долеритовый	СВ	Платобазальтовый	Норильский рудный район	М	Интракратонный рифтинг
5	Перидотит-пироксенит-габброноритовый	И	Низко-Ті пикробазальтовый; Анортозитовый	Бушвельд Уиткомст Мончеплутон	М	Зона интракратонной активизации, палеорифт (начальный этап)
6	Дунит-лерцолитовый	И	Пикробазальтовый	Дзиньчуань	МТ	Окраинократонный рифт
7	Дунит-верлит-габбровый	И	Низко-Ті пикробазальтовый	Кингаш	МТ	Протерозойский пояс
8	Кортландитовый	И	Полимагматический	Шануч, Хунчилин	МТ	Островодужная система
9	Габбро-троктолитовый	И	Полимагматический	Войсис Бэй	Р	Интракратонный палеорифт
10	Норит-диоритовый	И	Норитовый; Гранофировый	Садбери	М	Импактная

Примечание: *Фа-ции: И – интрузивные, СВ – субвулканические, В – вулканические, Д – дайковые;
**Руды: М – магматические, МТ – метаморфизованные, Р – регенированные.

**К ПРОБЛЕМЕ СТРУКТУРЫ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ:
ВАРИАЦИИ СОСТАВА ПЕРИДОТИТОВ ИЗ ОФИОЛИТОВ
ЮГО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА**

А.А. Степашко

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск,
Россия, stepashko@itig.as.khb.ru*

CONSIDERING THE STRUCTURE OF THE LITHOSPHERIC MANTLE: PETROCHEMICAL VARIATIONS OF THE OPHIOLITIC ULTRABASITES ON THE SW EDGE OF THE NORTH-ASIAN CRATON

A.A. Stepashko

*Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, FEB RAS, Khabarovsk, Russia,
stepashko@itig.as.khb.ru*

A comparative study of ophiolite peridotites of the Altai-Sayan region shows that these are fragments of the lithospheric mantle of the Siberian craton. Judging by the patterns of petrochemical variations there is the mantle lens at the base of the Angara part of the craton, which extends to the south under the structures of Central-Asian accretion belt at 200-300 km. The mantle of the Siberian craton has a chemical stratification, as evidenced by different levels of total iron in peridotites, and zonal in composition. MgO and FeO increase to the center of the lens and SiO₂ decrease, which explains the position of intense seismic anomaly in the SW part of the craton. The hidden boundary of the cratonic mantle played an important role in the tectonic evolution and metallogeny of the Central-Asian belt from Riphean to Cenozoic.

В исследованиях офиолитовых комплексов, которые проводились в Советском Союзе в 70-е годы прошлого века, был поставлен вопрос о региональных вариациях состава мантийных перидотитов. Его серьезное обсуждение не состоялось, и ясно, по какой причине. Существование зональности состава мантийных ультрабазитов означало бы, что литосферная мантия имеет региональную структуру, образование которой в контексте новой тектонической парадигмы, формировавшейся в те годы, представлялось невероятным. Новая глобальная тектоника рассматривала мантию, как постоянно перемешиваемую конвекцией оболочку, которая прошла многократную последовательность циклов Вильсона. Этот постулат подкреплялся и господствующими петрологическими взглядами, принимавшими в качестве основного фактора, изменяющего состав перидотитов, механизм истощения мантии магматическими расплавами.

Однако уже в те годы Т. Jordan подчеркивал (1975, 1978), что в основании древних кратонов находятся аномальные зоны мантии, которые отличаются высокими скоростями сейсмических волн. Мантия в этих зонах является древней, отличается по плотности и составу и перемещается вместе с кратонами (Jordan, 1978). Открытие глубинных корней кратонов стало одним из главных достижений сейсмологии в 90-е годы. Высокоскоростные зоны под древними кратонами, как показали сейсмотомографические исследования, могут достигать 400-450 км (Gossler, Kind, 1995; Gudmundsson, Sambridge, 1998; Polet, Anderson, 1995 и др.). Систематическое отличие кратонной мантии по химическому составу подтвердилось при исследовании состава ксенолитов из кимберлитовых трубок (Griffin et al., 2009; Pearson, Witting, 2008). Изучение в 80-90 гг. мантийных ксенолитов и их минералов с помощью современных изотопно-геохронологических (Rb-Sr, Sm-Nd, Re-Os) методов, показало древний, часто архейский возраст подкратонной мантии (Ferrini, Sassano, 1999; Menzies et al., 1998; Pearson et al., 1999; Richardson et al., 1984). Наиболее древние значения отвечают интервалу 3.0-3.5 млрд. лет назад.

Мантийные перидотиты Алтае-Саянской области. Специальное изучение границ архейских кратонов Канады и Скандинавии с помощью глубинного сейсмического профилирования и исследования геохимии ксенолитов показало (Snyder, 2002; O'Reilly, Griffin, 2006; Chen et al., 2009), что поперечник кратонов на уровне коры существенно меньше, чем в верхней мантии, и подкратонная мантия может

протягиваться под структурами обрамления на 100-200 км. В этом отношении особый интерес имеет юго-западная окраина Сибирского кратона, где в офиолитах Алтае-Саянской области сосредоточены десятки, если не сотни блоков мантийных перидотитов, выведенных на поверхность при тектонических процессах. Палеомагнитное изучение офиолитов Тувы, Саян и Горного Алтая (Диденко и др., 1994; Печерский, Диденко, 1995), показало, что они формировались на окраине Сибирского кратона. Региональные вариации состава мантийных перидотитов здесь могут отражать химическую зональность подкратонной мантии. В работе использованы данные о содержаниях петрогенных компонентов в мантийных ультрабазитах: Восточного и Западного Саян, Джиды, Тувы, Салаира, северной части Байкало-Муйского пояса, Горного Алтая и Кузнецкого Алатау (сводка Лапин, 1997). Ультрабазиты Прихубсугульского района охарактеризованы по данным Ф.П. Леснова (1986), а Енисейского Кряжа - В.А. Верниковского и др. (1994).

Главная методическая трудность изучения связана с сильными вариациями содержаний в породах суммарного железа. Анализ данных по ультрабазитам Тувы, Джиды, Салаира, Енисейского кряжа, Байкало-Витимского пояса показывает, что составы распадаются на однородные группы, которые разделяются разрывами распределений и изломами трендов на диаграммах FeO/SiO_2 , FeO/MgO . Для каждой из однородных групп каждого пояса рассчитывался средний состав, сравнительный анализ которых выявил закономерную структуру вариаций мантийных ультрабазитов Алтае-Саянской области (рис. 1а). Региональная структура имеет спектральный характер, типичный для ультрабазитов многих регионов [1]. Средние составы однородных групп отвечают двум (видимо трем) сериям, образующим параллельные тренды на диаграмме FeO/SiO_2 . Для каждой серии характерна положительная корреляция железа и магния, рост содержаний которых компенсируется уменьшением содержаний кремния, алюминия и кальция.

К типичным мантийным перидотитам из офиолитовых комплексов мира (Лазько, 1987; McDonough, Sun, 1995) по железистости (8-9% FeO) наиболее близки ультрабазиты средней серии (рис. 1а). Составы ее определены для 9 офиолитовых поясов Алтае-Саянской области, что позволяет расшифровать особенности региональной зональности ультрабазитов. На схеме (рис. 1б) приведены вариации содержаний SiO_2 , которые сильно коррелируются с содержаниями FeO и MgO, и отражают изменение химии перидотитов в целом. Содержания кремния меняются закономерно, систематически уменьшаясь в направлении Сибирского кратона. Изолинии SiO_2 отрисовывают овальную вариационную поверхность, центр которой расположен под ангарской частью Сибирского кратона. Характер зональности, однозначно, показывает, что перидотиты Алтае-Саянской области являются фрагментами подкратонной мантии и это подтверждает средний состав ксенолитов, данные (Владимиров и др., 1976) из кимберлитовой трубки Мир Якутской провинции (рис. 1а).

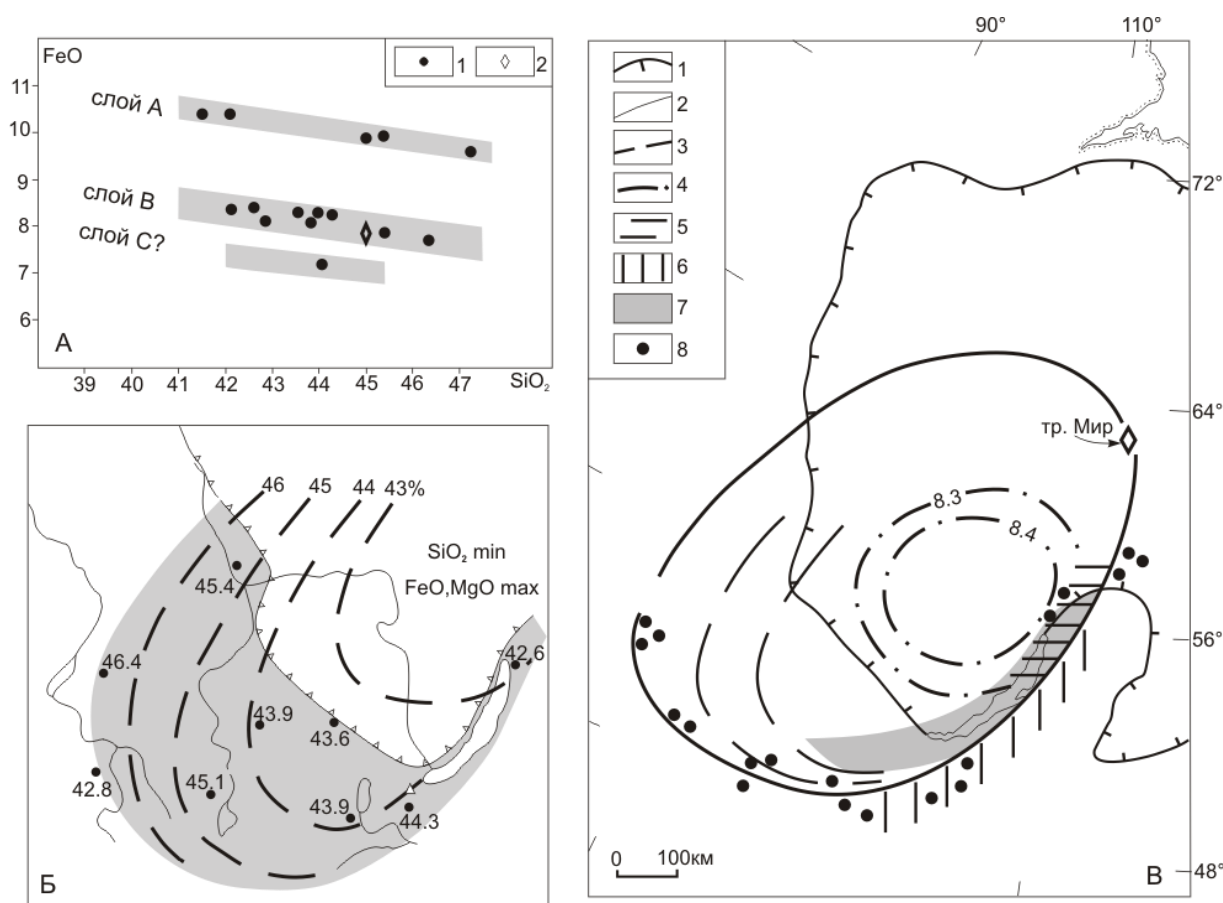


Рис. 1. Особенности химической структуры мантии ЮЗ части Сибирского кратона.

А) Распределение мантийных ультрабазитов Алтае-Саянской области по сериям; 1 – средние составы однородных групп перidotитов по районам, 2 – средний состав перidotитовых ксенолитов кимберлитовой Трубка Мир. Б) Характер зональности состава в перidotитах слоя В. Показаны изолинии вариаций содержаний кремния. Серым тоном выделен край подкратонной мантии, подстилающий структуры Центрально-Азиатского орогенного пояса. В) Модель мантийной линзы (корня) Сибирского кратона; 1 – граница кратона, 2 – контур мантийной линзы, 3 – изолинии состава мантии, 4 – контуры высокоскоростной аномалии на глубине 60 км (Pavlenkova, Pavlenkova, 2006), зоны рифтогенеза: 5 – Олоkitская, рифей, 6 – Западно-Забайкальская и Северо-Монгольская, пермь-триас, 7 – Байкальская, кайнозой, 8 – районы размещения массивов щелочных габброидов и расслоенных рудоносных интрузий габбронорит-ортопироксенитового состава.

Современная модель структуры подкратонной мантии. Исследования вариаций состава ультрабазитов, проведенные в последние два десятилетия, обнаружили явные признаки тонкой химической расслоенности литосферной мантии (Степашко, 1997; Ishikawa et al., 2004; O'Reilly, Griffin, 2006). Проявления химической стратификации были установлены при изучении ксенолитов архейских областей: Канады (Slave кратон, Griffin et al., 1999), Южной Австралии (Gaul et al., 2000), Фенноскандии (Peltonen, Brugmann, 2006), Венесуэлы (Schulze et al., 2006), ЮАР (Каапвааль и Калахари кратоны, Kuskov et al., 2006; Wittlinger, Farra, 2007), Западной Гренландии (Sand et al., 2009), Индии (Patel et al., 2010). Гипотеза верхнемантийной стратификации нашла независимое подтверждение в результатах современных сейсмических исследований (Wittlinger, Farra, 2007; Yuan, Romanowicz, 2010; Pavlenkova, 2011). Изучение границ архейских кратонов Канады и Скандинавии с помощью глубинного сейсмического профилирования и исследования геохимии ксенолитов позволило предложить современную модель литосферной мантии кратонов (Snyder, 2002; O'Reilly, Griffin, 2006; Chen et al., 2009). В соответствии с ней подкратонная мантия: (1) имеет древний возраст, (2) отличается по химическому

составу и высокой скорости сейсмических волн, (3) прослеживается до глубины 300-400 км, (4) расслоена по химическому составу. (5) Морфологически подкратонная мантия является линзообразной, причем край ее может протягиваться под складчатыми структурами обрамления на 100-200 км.

Модель литосферной линзы Ангара кратона. Близкая картина организации мантии постепенно прорисовывается для Сибирского кратона. Мантия его имеет древний возраст. По алмазонасным ксенолитам трубки Удачная диапазон формирования ее – 2.94 ± 0.38 млрд. лет назад (Pearson, 1999). Для сульфидных включений из кристалла якутского алмаза был определен возраст 3.1-3.5 млрд. лет (Pearson et al., 1999). Первые оценки региональных вариаций состава мантийных ультрабазитов кратона также показали химическую расслоенность его литосферной мантии [2]. Идея геохимической стратификации подкратонной мантии нашла развитие при изучении мантийных ксенолитов Якутской кимберлитовой провинции (Ashchepkov et al., 2010). Независимый вывод о стратификации литосферной мантии Сибирской платформы на основе данных сейсмических исследований был сделан Егоркиным (2004). Он получил подтверждение по результатам глубинного сейсмического зондирования (Pavlenkova, 2011).

Учитывая химическую стратификацию подкратонной мантии, перидотиты Алтае-Саянской области следует рассматривать как фрагменты 2-3 мантийных слоев (рис. 1а). Используя рисунок зональности состава перидотитов (рис. 1б) и позицию трубки Мир, можно реконструировать контуры мантийной линзы, расположенной в юго-западной части Сибирского кратона (рис. 1в). Состав мантии в центре этой структуры отличается низкими содержаниями кремния, высокими железа и магния, что не может, не отразится в плотностных характеристиках. На схеме скорости сейсмических волн для Северной Евразии, глубина 60 км (Pavlenkova, Pavlenkova, 2006), к западу от оз. Байкал выделена крупная аномалия (рис. 1в), в которой скорость волн возрастает до 8.3-8.4 км/сек. Это главный по интенсивности «корень» Сибирского кратона, положение которого совпадает с центром мантийной структуры, выделенной по зональности перидотитов. Эта же структура концентрического изменения скорости на окраине кратона выделяется в сейсмотомографической модели (Koulakov, 2010). В строении коры предполагаемую мантийную структуру венчает «Ангарский» геоблок, который выделяется на схемах фундамента в ЮЗ части Сибирской платформы (Миронюк, Загзурина, 1983; Митрофанов, Таскина, 1994). По концепции М.З. Глуховского (1990) здесь расположен нуклеар, в пределах которого формировалась кора на ранней стадии планетарной эволюции.

Край подкратонной мантийной линзы протягивается более чем на 200 км под корой Центрально-Азиатского пояса, что не может не влиять на главные особенности его геологической эволюции. Наиболее ярко граница мантийной структуры отражается в положении разновозрастных зон рифтогенеза (рис. 1в). К северу от Байкала, вдоль окраины мантийной линзы протягивается на 250 км линейная Олоkitская зона рифтогенеза среднего-позднего рифея (Рыцк и др., 2002). Южнее, у мантийной границы протягиваются линейные Северо-Монгольская и Западно-Забайкальская зоны перм-триасового рифтогенеза (Ярмолук, 1997). Осадочные впадины, фиксирующие западный фланг Байкальской зоны кайнозойского рифтогенеза, несомненно, сосредоточены над погребенным юго-восточным краем мантийной линзы. Простираение ее границы на востоке идеально подчеркнуто котловиной озера Байкал. В изогнутой полосе, маркирующей скрытую на глубине мантийную границу Сибирского кратона, сосредоточено абсолютное большинство как интрузий щелочных и субщелочных габброидов от Кузнецкого Алатау до Витима, так и рудоносных габбронорит-ортопироксенитовых расслоенных массивов. Образование их расплавов связано с

мантийными процессами, а размещение их контролируется глубинной структурой литосферы.

В офиолитовых комплексах Центрально-Азиатского пояса на территории Монголии, Китая и России сосредоточено большое количество блоков мантийных перидотитов. Предварительная оценка данных по их составу предполагает, что они являются фрагментами небольшого числа (3-5) региональных мантийных блоков. Картирование положения и глубинных границ этих блоков, исходя из вариаций состава мантийных ультрабазитов, может дать важную информацию, как для тектонических реконструкций, так и для понимания генезиса региональных металлогенических особенностей.

1. Степашко А.А. Химическая структура ультраосновной мантии. Владивосток: Дальнаука, 1998. 128 с.

2. Степашко А.А. Латеральная структура мантии и геодинамика литосферы Сибирской платформы // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии. III Косыгинские чтения. Хабаровск. 2001. С. 53-62.

О МЕТАЛЛОГЕНИИ ЛАНТАРСКОГО ГАББРО-АНОРТОЗИТОВОГО МАССИВА (ХРЕБЕТ ДЖУГДЖУР, ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)

Л.Б. Сушкин

ООО «ПроектИнвест», Екатеринбург - Хабаровск, Россия, sushkinl@mail.ru

ON METALLOGENY OF LANTARSKY GABBRO-ANORTHOZITE MASSIF (DZHUGDZHUR RANGE, Khabarovsk Territory)

L.B. Sushkin

LLC "ProjectInvest", Ekaterinburg – Khabarovsk, Russia, sushkinl@mail.ru

Lantarsky gabbro - anorthosite massif is located in Khabarovsk Territory 60 km inland from the port of Ayan on the Sea of Okhotsk. The Property, 1800 km² is the suite of a plutonic suite with similar characteristics to the Nain Suite which hosts the Voisey's Bay discovery in Labrador peninsula (Canada). Nine prospective Cu-Ni-Co-PGE locations have been identified within the Lantarsky pluton. The Lantarsky property, situated in an area well known for its major placer gold mines as well as placer platinum deposits, ore occurrences of copper, nickel, cobalt, gold, PGE, titanium, phosphorus, alumina, high decorative labradorite (with bright-green and unique scarlet iridization) etc.

Лантарский габбро-анортозитовый массив локализован в пределах Джугджурского блока Становой складчато-блоковой системы на юго-восточном ограничении Алданского щита Сибирской платформы.

Общая площадь массива 2700 км². Форма его вытянутая, размер по длинной оси северо-восточного направления составляет 170 км. Ширина выходов массива на дневную поверхность 5 – 34 км. Юго-восточный контакт массива относительно прямолинейный тектонический, северо-западный – неровный.

Лантарский массив является самым восточным массивом выделяемого рядом исследователей Восточно-Азиатского мегапояса, сопоставимого по размерам с двумя другими глобальными анортозитовыми поясами мира, известными своей медно-никелевой, железо-титановой и платино-палладиевой рудоносностью [1, 2, 5].

Зональность Лантарского массива по В.И. Гольденбергу для средней части массива определяется тремя зонами:

Первая протягивается широкой полосой вдоль северо-западной границы массива, объединяя лабрадориты со шлировыми обособлениями габбронорит-анортозитов и габбро-норитов.

Вторая зона занимает большую часть массива и сложена лабрадоритами, пироксеновыми лабрадоритами с редкими обособлениями габбро-норитов.

Третья протягивается вдоль южного контакта и характеризуется существенным развитием пироксеновых лабрадоритов и габбро-норитов.

Из петрохимических особенностей пород Лантарского габбро-анортозитового массива наиболее важными являются пересыщенность их глиноземом, сравнительно низкая железистость и преимущественно магнезиальная направленность дифференциации.

Выявление сульфидных проявлений на Лантарском массиве практически совпало по времени с открытием уникального медно-никелевого оруденения на Таймыре.

В 1934-1940 гг. геологами ДВГУ и СВГУ А.А. Леонтовичем и Н.А. Раковым выявлены «никелевые рудопроявления массивных пирротиновых руд» Няндомы, Авланджинское, Одоринское, установлено присутствие в их рудах платины и палладия. Тогда же были найдены и многочисленные сульфидные проявления в бассейнах рек Улеска, Мутэ, Магей и Етара. В 1950-60-е годы поисковыми работами масштаба 1:200000 на Лантарском массиве были выявлены проявления титана, железа, никеля, меди, полиметаллов, а также ореолы рассеяния никеля, молибдена, меди, свинца, цинка, серебра, золота. В юго-восточной части массива были выявлены десятки тел титаномагнетитовых руд, на одном из которых - рудопроявлении Аннях - Г.И. Комаровым в рудах были установлены следы платины. К сожалению, несмотря на известные ранее в Лантарском массиве находки платиноидов, вопросы платиноносности остались в целом слабо проработанными.

В 1990-е годы сульфидные проявления Лантарского массива, известные с середины 30-х годов, изучались специальными работами на платину силами Геофизического предприятия ФГУП «Дальгеология», ГРК «Лантарская» и артели старателей «Восток».

Наиболее изученными на сегодня рудными объектами Лантарского массива являются медно-никелевые рудопроявления Няндомы, Авланджинское, участка Скелетного.

Рудная минерализация сульфидных медно-никелевых проявлений Лантарского массива существенно пирротиновая вкрапленная (2-15%), брекчиевая (10-50%), массивная (50-95%). Кроме пирротина руды содержат 3-5% халькопирита, пентландит, пирит, марказит, висмутин, магнетит, титаномагнетит, ильменит и гидроокислы железа. Из минералов платиновой группы определены мончеит, сперрилит, котульскит, платино-палладиевый теллуру-висмутин. Размеры выделений этих минералов до 0,15 мм.

Средние содержания рудных элементов для сплошных пирротиновых руд на рудопроявлении Няндомы составляют: для меди 0,72%, никеля - 0,4%, кобальта - 0,14%, платиноидов - 2 г/т. По содержаниям полезных компонентов они относятся к классу рядовых медно-никелевых руд с интервалами бедных и богатых. Мощности рудных интервалов по горизонтали и вертикали изменяются от первых метров до первых десятков метров, а их увязка осложнена пострудной тектоникой.

Что касается наиболее изученного сегодня рудопроявлении Няндомы, то здесь существуют альтернативные представления разных исследователей о контроле оруденения - как пологими субгоризонтальными, так и крутопадающими структурами.

На рудопроявлении Авланджинском сейчас наметились два типа руд: медно-никелевые сульфидные и собственно палладиевые малосульфидные.

Проведенные на этих рудопрооявлениях детальные поисковые геологические и геофизические работы доказали:

- принадлежность Лантарского габбро-анортозитового массива к числу расслоенных базит-ультрабазитовых интрузивов;
- развитие в расслоенном разрезе массива многочисленных сульфидсодержащих горизонтов и структур, концентрирующих медь, никель, кобальт, металлы платиновой группы (Pd, Pt), серебро и золото;
- достижение концентраций этих металлов промышленного уровня на рудопрооявлениях Няндомы, Авланджинском, Одоринском;
- проявленность поисковых критериев и признаков меде- и платиноносности на сопредельных площадях Лантарского массива (Мутэ, Улеска и др.).

В пределах Лантарского массива выявлены также рудопрооявления золота (Гольцовое, Сквозное, Анпет, Верхнее Мутэ, Мастепановское и др.), рудопрооявление серебра Зайка. Помимо известных рудопрооявлений, в пределах Лантарского массива выявлен целый ряд участков с установленной медно-никелевой минерализацией, многочисленные ореолы и донные потоки основных элементов, площадные и линейные аномалии магнитного поля. По мнению ряда исследователей, наиболее перспективными на выявление медно-никелевого оруденения являются краевая северо-восточная, центральная и южная части Лантарского габбро-анортозитового массива.

Общие прогнозные ресурсы Лантарского массива составляют сотни тысяч тонн меди, никеля и платиноидов, десятки тысяч тонн кобальта. При этом, по-видимому, нужно признать, что они значительно занижены ввиду слабой изученности массива.

В начале 90-х годов прошлого столетия на основе анализа геофизических полей и обширной информации по металлогении расслоенных базитовых массивов был сделан вывод, что на Дальнем Востоке России Лантарский массив, наряду с соседним Геранским, Чогарским и Кун-Маньёвским наиболее перспективны на выявление медно-никелевых месторождений. Этот вывод подтверждён открытием в конце XX в. промышленного медно-никелевого оруденения с платиноидами в краевой части Кун-Маньёвского массива, где при его более детальном опосковании в одном лишь месторождении Кун-Маньё были установлены ресурсы и запасы порядка 300 тыс.тонн никеля и не менее 70 тыс.тонн меди.

Подобные Лантарскому массиву древние архей-протерозойские расслоенные габбро-анортозитовые массивы - Бушвельдский (ЮАР), Стиллуотерский (США), Садбери и полуострова Лабрадор (Канада), интрузивы Скандинавии являются крупнейшими источниками меди, никеля, кобальта и платиноидов всего западного мира [6]. Учитывая значительные масштабы Лантарского массива, его выраженную расслоенность, широту и интенсивность проявленных прямых и косвенных признаков рудоносности, здесь вполне вероятно выявление рудных объектов мирового уровня. Медно-никелевые рудопрооявления Лантарского массива (Няндомы, Авланджинское, Одора) являются объектами постоянного интереса инвесторов, многократно посещались геологами и экспертами крупных западных и российских горнодобывающих компаний:

Геологии и металлогении Лантарского габбро-анортозитового массива посвящены десятки научных работ и публикаций различных авторов. По мнению компетентных экспертов, высокий ресурсный потенциал Лантарского массива является перспективной базой для формирования здесь в будущем крупного горно-промышленного района по добыче меди, никеля, кобальта, титана, золота, платиноидов, целого ряда других сопутствующих металлов, глинозёма, фосфатного сырья, высококачественного лабрадорита с уникальной ирризацией ярко-зелёного и малинового цвета (месторождение Радужное) и др. [1, 2, 3, 4, 5, 7, 8].

В 2012 г. уральская компания «ПроектИнвест» планирует проведение рекогносцировочных работ по оценке перспектив медно-никелевых проявлений Лантарского массива.

1. Ленников А.М. Петрология Джугджурского анортозитового массива. М.: Наука, 1968. 160 с.
2. Ленников А.М. Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления. М.: Наука, 1979. 164 с.
3. Лихачёв А.П. Платиноидно-медно-никелевые и платиновые месторождения. М.: Эслан, 2006. 496 с.
4. Майборода А.А. История исследований и металлогения Джугджурского анортозитового массива// Проблемы формирования и освоения минерально-сырьевой базы Дальнего Востока. Хабаровск: ИГД ДВО РАН, 2004. С. 91-126.
5. Панских Е.А. Геология и минералогия автономных анортозитовых ассоциаций. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 41-59.
6. Петрология и минералогия базитов Сибири. М.: Наука, 1984. 175 с.
7. Сухов В.И., Бакулин Ю.И., Лошак Н.П., Хитрунов А.Т., Родионова Л.Н., Карась Н.А. Металлогения Дальнего Востока России. Хабаровск: ДВИМС, 2000. 217 с.
8. Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный мир, 2006. 368 с.

**РУДООБРАЗУЮЩАЯ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ СИСТЕМА
РИФЕЙ-ВЕНДСКОГО КУРБА-ВИТИМСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО
ПОЯСА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)**

А.В. Татаринов, Л.И. Яловик

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, tatarinov@gin.bscnet.ru

**NOBLE METALS ORE-FORMING SYSTEM OF RIFEY-VEND KURBA-VITIM
GREENSTONE BELT (WESTERN TRANSBAIKALIA)**

A.V. Tatarinov, L.I. Yalovik

Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia, tatarinov@gin.bscnet.ru

Metallogenic aspects were considered and the evolution of the Riphean to Mesozoic of the ore-forming noble metals system (ONS) of greenstone belts (GSB). It is shown that the initially Au, Ag and PGE high geochemical background of individual rock complexes ONS determines the efficiency of at all stages of its evolution.

Баунтовский рудный район является частью крупной (около 150 тыс. км²) металлогенической зоны северо-восточного простирания, географически охватывающей, кроме Баунтовского, также отдельные площади Курумканского, Баргузинского и Хоринского районов Бурятии. Благороднометалльная минерализация этой зоны является следствием функционирования мантийно-коровой рудообразующей системы венд-рифейского Курба-Витимского зеленокаменного пояса, представляющего собой ареал сохранившихся фрагментов слагающих его структурно-вещественных комплексов среди палеозойских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита.

Венд-рифейский (1600-550 млн. лет) Курба-Витимский зеленокаменный пояс (ЗКП) расположен в пределах рифейской изотопной провинции (по [5]), обладая характеристиками, с одной стороны, свойственными раннедокембрийским ЗКП, а с

другой - внутриконтинентальным рифтам фанерозоя. По большинству параметров он аналогичен ЗКП II типа рифтогенного происхождения, возникших на консолидированном раннедокембрийском основании кратонов [3], а также одновозрастным ЗКП Северной Африки [6], Восточного Саяна и Енисейского кряжа [2]. Пояс сформировался на пассивной континентальной окраине Сибирского кратона, возможно [5] на континентальном шельфе суперконтинента Родиния, неоднократно, под воздействием суперплюмов возрастом 1000, 850, 730, 610 млн. лет [1], подвергнутой дроблению с образованием листрических разломов и присдвиговых бассейнов типа “пулл-аппарт”, предположительно в венде и палеозое трансформированных в структуры типа “вдавленных синклиналей” грязевулканических областей с флюидо-кластогенным литогенезом, характерным для коллизионных структур.

В составе осадочно-вулканогенных толщ рифтогенных впадин Курба-Витимского ЗКП установлено присутствие в различной степени метаморфизованных коматиитов, базальтовых коматиитов, пикритов, пикробазальтов, бонинитоподобных пород, риолитов, вулканитов базальт-андезит-риолитовой серии. Отмечены субщелочные разновидности вулканитов. Некоторым развитием пользуются аллохтонные тела серпентинизированных перидотитов, габброидов. Встречаются мелкие расслоенные ультрабазит-базитовые массивы.

Рудообразующая благороднометалльная система (РС) Курба-Витимского ЗКП формировалась в широком диапазоне возрастов (от верхнего рифея до мезозоя включительно). Источником рудного вещества являлись породы ультрабазит-базитового плутоно-вулканического комплекса, черносланцевые формации впадин, бонинитоподобные вулканиты, характеризующиеся повышенным геохимическим фоном Au, Ag, ЭПГ. Эволюция РС носила унаследованный и многоступенчатый характер с сочетанием процессов [4] ремобилизации и регенерации (динамометаморфизм), реювенации (гранитизация и шошонит-латитовый магматизм).

С ареалами распространения пород венд-рифейского ультрабазит-базитового комплекса ЗКП пространственно ассоциируют поля одновозрастных с ним диоритоидов (габбро-диорит-плагиогранитные, тоналит-трондjemитовые серии) - продуктов частичного плавления метабазитов (амфиболитов), наследующих рудно-геохимическую специализацию на благородные металлы высокомагнезиального ультрабазит-базитового комплекса ЗКП и иногда приобретающих более высокий уровень содержаний Au и Pt по сравнению с “материнскими” породами (икатский, нерундуканский, талалинский, муйский, кедровский комплексы). Особое место в формировании благороднометалльной рудообразующей системы занимает шошонит-латитовая формация (атарханский комплекс с возрастом 468 ± 8 млн. лет) - продукт частичной реювенации фемического субстрата ЗКП мантийным плюмом. В этом случае также наследуются рудно-геохимические черты венд-рифейского ультрабазит-базитового комплекса.

Главным фактором, определяющим продуктивность рассматриваемой рудообразующей системы благороднометалльного металлогенического типа, является изначальный повышенный геохимический фон Au, Ag, ЭПГ (“рудоподготовительный этап”) следующих формаций и комплексов, включая их метаморфизованные составляющие: углеродистая терригенно-карбонатная формация (суванихинская, итанцинская, баргузинская, тилимская, икатская, гаргинская, киянская, горбылокская и другие свиты), вулканические и субвулканические тела ультрабазит-базитового состава, аллохтонные тела ультрабазитов и ультрабазит-базитовые массивы, диоритоиды (норит-диоритовые, габбро-диорит-гранитные комплексы), габброиды, монцониты и сиениты шошонит-латитовой формации.

Выделены 3 рудных района. Четвертый (Прибайкальский) прогнозируется. Все они располагаются в пределах ареалов распространения геохимически специализированных на благородные металлы породных комплексов Курба-Витимского ЗКП (рис.).



Белое поле – непродуктивные площади. 1 – кайнозойские впадины; 2-8 – продуктивные комплексы: 2 – динамометаморфизованный комплекс частично углеродизированных вулканогенно-терригенно-карбонатных пород с вулканоплутоническими телами пикрито-базальтовой, коматиито-базальтовой и базальт-андезит-риолитовой серий; 3 – тот же комплекс 2 с телами шошонит-латитовой формации; 4 – комплекс 2 с гнейсовидными норит-диоритовыми, габбро-диорит-гранитными комплексами; 5 – комплекс 2 с телами массивных пород норит-диоритового комплекса; 6 – гнейсовидные граниты; 7 – породы латит-шошонитовой (габбро-монзонитовой) формации; 8 – меланжевые структуры с динамометаморфитами милонитовой фации; 9 – надвиги. Римские цифры в кружках – рудные районы: а – установленные, б – предполагаемые. Рудные районы (в скобках рудоносные зоны и узлы): I – Уakit-Бамбуйский (1 – Уакитский, 2 – Бамбукойский, 3 – Витимкон-Бамбукойский, 4 – Таликитская, 5 – Кудурский); II – Икат-Ципиканский (1 – Гулонга-Капылюшинский, 2 – Верхне-Ципиканский, 3 – Ципикан-Усойский, 4 – Троицкий, 5 – Талалинский, 6 – Амалатский, 7 – Витим-Чинейская, 8 – Горбылок-Витимканская, 9 – Икатский, 10 – Карафтитский, 11 – Джилиндинская, 12 – Аталангинская, 13 – Туркачанский); III – Турка-Витимский (1 – Озерно-Назаровский, 2 – Кыджимитский, 3 – Ямбуйский, 4 – Курба-Доваткинская); IV – Прибайкальский (1 – Итанцинская).

Выделенные авторами рудно-формационные, минеральные, рудно-геохимические типы оруденения (табл.) учитывают его комплексный характер.

Табл.

Краткая характеристика различных типов благороднометалльного оруденения Курба-Витимского зеленокаменного пояса

Рудные районы	Рудные формации	Минеральные и рудно-геохимические (в скобках) типы минерализации
Уakit-Бамбуйский	Золото-кварцевая малосульфидная	Золото-полиметаллический, золото-пиритовый, (золото-серебряный)
	Золото-кварц-сульфидная	Золото-полиметаллический
Икат-Ципиканский	Золото-кварцевая малосульфидная с платиноидами	Золото-пиритовый, золото-полиметаллический, (золото-вольфрамовый, золото-серебряный)
	Золото-кварц-сульфидная с платиноидами	Золото-полиметаллический, золото-пиритовый, золото-арсенопиритовый, золото-магнетитовый, золото-магнетит-полиметаллический, золото-сульфосольный, (золото-серебряный), (золото-молибденовый)
Турка-Витимский	Золото-кварцевая малосульфидная	Золото-пиритовый, золото-галенитовый
	Золото-кварц-сульфидная	Золото-полиметаллический, золото-пиритовый, золото-магнетитовый, (золото-серебряный)
	Серебро-кварц-сульфидная с ЭПГ и золотом	Серебро-галенит-сфалерит-магнетитовый, (серебро-железо-цинк-свинцовый с золотом и платиноидами)
Прибайкальский (прогнозируемый)	Золото-кварц-сульфидная с серебром и ЭПГ	Золото-кварц-пиритовый, золото-турмалин-кварц-пиритовый, золото-серебро-полиметаллический

Анализ имеющихся данных по всем более или менее изученным рудным месторождениям, проявлениям с благородными металлами Курба-Витимского ЗКП позволил дать обобщенную схему длительной эволюции рудообразующей системы, выявить в качестве основного фактора литологический, определяющий уровень продуктивности рудных объектов:

- механизм рудообразования деформационный (синтектонический). Концентрирование благородных металлов от кларковых до промышленных значений осуществлялось в ходе двух-трехэтапного тектонометаморфического преобразования первичных пород, обладающих повышенным геохимическим фоном благородных металлов. Предполагается, что высвобождение из первичных пород, перераспределение и накопление рудных компонентов осуществлялось за счет механохимических реакций образования новых химических соединений и минералов в условиях сдвигового тектогенеза. Деформационные механизмы включают в себя механическое разрушение (деструкцию), рекристаллизацию и перекристаллизацию, образование флюидов и металлоорганических комплексов;

- наиболее высокопродуктивные рудные тела образуются в процессе динамометаморфизма пород коматиит-толеитовой серии в последовательности: ортоамфиболиты - катаклазиты, милониты и псевдотахилиты, серпентиниты - продуктивные динамосланцы альбит-кварц-серицитового состава (“березиты”), листвениты и гранулированный кварц. Типичный пример - Ципиканская золотоносная зона с месторождением Горное;

- менее продуктивные рудные залежи возникают в процессе динамометаморфического преобразования углеродистых терригенно-карбонатных толщ рифтогенных впадин;

– между этими двумя крайними типами находятся рудные зоны, тела, сформированные по диоритоидам, а также породам шошонит-латитовой серии.

Основные перспективы на промышленное оруденение авторами связывают с крупнотоннажными (крупнообъемными) месторождениями благородных металлов, приуроченными как к надвиговым, так и крутопадающим сдвиговым тектоническим зонам в полях распространения геохимически специализированных на Au, Ag и ЭПГ горных пород, слагающих Курба-Витимский ЗКП.

1. Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1-2. С. 5-27.

2. Корнев Т.Я., Еханина А.Г., Князев В.Н., Шарифулин С.К. Зеленокаменные пояса юго-западного обрамления Сибирской платформы и их металлогения. Красноярск: Изд-во КНИИГиМС, 2004. 176 с.

3. Наливкина Э.Б. Эволюция раннедокембрийской земной коры. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 264 с.

4. Рундквист Д.В. Эпохи реювенации докембрийской коры и их металлогеническое значение // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35, № 6. С. 467-480.

5. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23-51.

6. Чайка В.М. Рифейские зеленокаменные пояса Северной Африки и их рудные месторождения. М.: Наука, 1990. 103 с.

УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ ОРОГЕННОЙ ОБЛАСТИ

В.А. Трунилина, С.П. Роев

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия,
v.a.trunilina@diamond.ysn.ru*

ULTRABASITE-BASITE ASSOCIATIONS OF NORTHEAST OF VERKHOYANSK-KOLYMA FOLDED REGION

V.A. Trunilina, S.P. Roev

*Institute of diamond and noble metals geology SB RAS, Yakutsk, Russia,
v.a.trunilina@diamond.ysn.ru*

Now the ultrabasite-basite associations of northeast Verkhoyansk-Kolyma orogenic region are considered by many researchers as ophiolite complexes. Results of the studying of geological position carried out by authors, typomorphism of minerals, features of a chemical compound and ratio of elements - impurity of rocks of these associations have allowed to come to a conclusion about formation of them mainly in conditions of rift-related of continent or active margin of continent.

В пределах региона ультрабазит-базитовые образования вскрываются в обособленных тектонических блоках в краевых горст-антиклинариях Колымо-Омолонского микроконтинента. Их геодинамическая природа долгие годы остается дискуссионной. Многими исследователями они рассматриваются как офиолитовые [1, 5], тогда как другие относят их к рифтогенным [3]. Нами проведено изучение геологии,

типоморфизма минералов, петро- и геохимических особенностей пород этих ассоциаций в большинстве известных к настоящему времени в регионе районов их проявления.

Наиболее ранняя ультрабазит-базитовая ассоциация (723 ± 15 , 602 ± 5 Ма – Rb-Sr метод) установлена в составе Калгынского тектонического блока Селенняхского антиклинория. Здесь в мраморах и зеленосланцево-метаморфизованных вулканогенно-осадочных породах, возраст которых, по разным данным, варьирует от неопротерозоя до раннего ордовика, наблюдается пластина серпентинизированных дунитов с горизонтом серпентинитового меланжа из обломков серпентинитов, габбро-амфиболитов, metabазальтов, родингитов в основании. Выше залегает пластина амфиболизированных габбро и габбро-диоритов, несущих ксенолиты и ксеноблоки серпентинизированных перидотитов и пироксенитов. Их перекрывают покровы metabазальтов с серпентинитами в основании, туфогенные и терригенные метаморфизованные породы, пронизанные силлами, состав которых варьирует от габбро до тоналитов и от субщелочного габбро до монцонитов.

В Мунилканском блоке Тас-Хаяхтахского антиклинория в пределах пакета тектонических пластин зеленосланцево-метаморфизованных карбонатно-терригенных пород раннего – среднего ордовика локализованы покровы пикробазальтов, пластовые тела амфиболизированных габбро и субщелочных габбро, дифференцированных до монцонитов. Габброиды содержат ксенолиты базальтов и пикритов. В контактах мощных пластовых тел наблюдаются зоны серпентинитового меланжа из обломков серпентинитов, метагабброидов, серпентинизированных пикритов, metabазальтов и известково-терригенных пород. Выше субвертикально залегают зеленокаменно-измененные глинисто-известковые породы ордовика. Они, в свою очередь, перекрыты субгоризонтальным покровом серпентинизированных оливиновых мелабазальтов. Изотопный Ag-Ag возраст амфиболизированных габбро – 437 Ма.

Следующий импульс магматической активности наиболее ярко проявлен в пределах Нахаттинской антиклинали Тас-Хаяхтахского антиклинория. Здесь среди карбонатных и терригенно-карбонатных пород силура и раннего-среднего девона, смятых в сложную систему складок и разбитых многочисленными тектоническими нарушениями, фиксируются покровы базальтов с горизонтами туфов основного состава в их подошвах и кровлях, многочисленные сближенные силлы основных, ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород и дайки, выполняющие их подводящие каналы. Rb-Sr изохронный возраст долеритов – 359 ± 9 Ма, щелочных пикритов – 382 ± 15 Ма.

В пределах Уччинского блока Чималгинского антиклинория среди карбонатных пород девона снизу вверх вскрываются: покров серпентинизированных пикробазальтов с ксенолитами габбро-перидотитов; горизонт серпентинитового меланжа из мелких обломков пикритов, пикробазальтов и известняков; серия силлов габбро-амфиболитов, разделенных горизонтами серпентинитового меланжа с обломками разнотерригенных амфиболизированных габбро и мраморизованных известняков.

У границы Селенняхского и Улахан-Тасского антиклинориев в бассейне р. Желтая (левый приток р. Уяндына) среди девонских карбонатных пород фиксируются разрозненные выходы серпентинизированных габброидов и пироксенитов. К-Ag изотопный возраст последних 350 ± 12 Ма. К сожалению, крайне скудная обнаженность этого района не позволяет определить морфологию выходов.

Согласно классической работе Р.Г. Колмана [2], в полном офиолитовом разрезе рассланцованные и серпентинизированные ультрамафиты перекрыты комплексом расслоенных даек, а венчается разрез пиллоу-лавами и глубоководными морскими отложениями. В рассматриваемом регионе излияния базальтоидов имели место как до,

так и после становления ультрабазитов и габброидов; комплекс параллельных даек отсутствует; вмещающие породы не содержат глубоководных осадков.

При всем разнообразии и разновозрастности изученных пород прослеживается общность типоморфных особенностей слагающих их минералов. Оливины ультраосновных пород характеризуются повышенной, в сравнении с оливинами офиолитов, железистостью (11,7-32,7% в породах нормальной щелочности и 48,4-49,7% – в щелочных), и, как правило, с повышенными содержаниями MnO (до 0,49% против 0,1-0,14% в оливинах гипербазитов офиолитов). Среди пироксенов резко преобладает моноклинная модификация с умеренными содержаниями кальция и низкими – Cr_2O_3 (сотые процента, редко до 0,3% при среднем 0,67% для клинопироксенов офиолитов). Железистость клинопироксенов пород нормальной щелочности – 12-29%, субщелочных и щелочных – 34-40%. По соотношениям $\text{MnO} - \text{TiO}_2 - \text{Na}_2\text{O}$ [9] первые соответствуют клинопироксенам базальтоидов вулканических дуг и континентов, вторые – клинопироксенам щелочных пород и континентов. Железистость ортопироксенов 20-23% (в ортопироксенах ультрамафитов офиолитов она составляет 5-12%). Ранняя генерация амфибола, развитая по пироксенам, представлена чермакитом, паргаситом и магнезиальной роговой обманкой, в породах повышенной щелочности встречен также керсутит. Расчетное [12] давление раннего этапа метаморфизма 10,5-6,7 кбар, тогда как метаморфизм офиолитов низкобарический.

Среди аксессуаров преобладают хромсодержащий титаномagnetит (до 22,2% TiO_2 и до 5,2% Cr_2O_3), пироп-альмандиновый гранат (34–71% *py*) и Cl-апатит. Обычные для офиолитов хромшпинелиды встречены только в единичных зернах и по соотношениям $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Cr}_2\text{O}_3$ соответствуют таковым гипербазитов клинопироксенитовой ассоциации и базальтоидов вулканических дуг (по [6]). Значения в них $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$, как правило, ниже, чем в шпинелидах офиолитов (0,34-0,58 против 0,53-0,86).

Все изученные ультрабазит-базитовые ассоциации характеризуются сочетанием оливин-диопсид-нормативных, нефелин-оливин-диопсид-нормативных и, в единичных случаях, лейцит-нефелин-нормативных составов, тогда как столь характерные для офиолитовых ассоциаций гиперстен-диопсидовые разности представлены весьма ограниченно – максимум до 15% (Калгынский блок). На дискриминационных диаграммах точки их составов локализуются преимущественно в полях внутриплитных континентальных образований (рис.1).

При этом параметры химического состава пород Калгынского блока и наиболее восточной ассоциации бассейна р. Желтая и концентрации в них элементов-примесей дают больше отклонений к океаническим. Тренды REE в них, как и в офиолитах, плоские или со снижением нормированных значений от HREE к LREE, но при больших содержаниях тех и других (рис. 2). Такие особенности присущи магматическим породам узких внутренних океанических бассейнов, ложе которых образовано утоненной континентальной корой [7]. В остальных изученных районах породы ультрабазит-базитовых ассоциаций по сравнению с хондритом интенсивно обогащены редкоземельными элементами (максимально – щелочные породы Нахаттинского блока), особенно легкими лантаноидами. Значения в них нормированных отношений La/Yb во всех случаях больше 1, тренды распределения REE плоские или с явным снижением от LREE к HREE. В базальтах отношения K/Rb варьируют от 111 до 478; Rb/Sr – от 0,04 до 0,15; Ba/Sr – от 0,3 до 1,27 (в базальтах офиолитов отношения K/Rb 400–1400; Rb/Sr – 0,01–0,03; Ba/Sr – 0,1–0,35; отношения нормированных значений La/Yb менее 1 [2]). Подобные изученным ассоциации пород не типичны для офиолитов, но весьма характерны для зон региональных разломов и активных континентальных окраин [5].

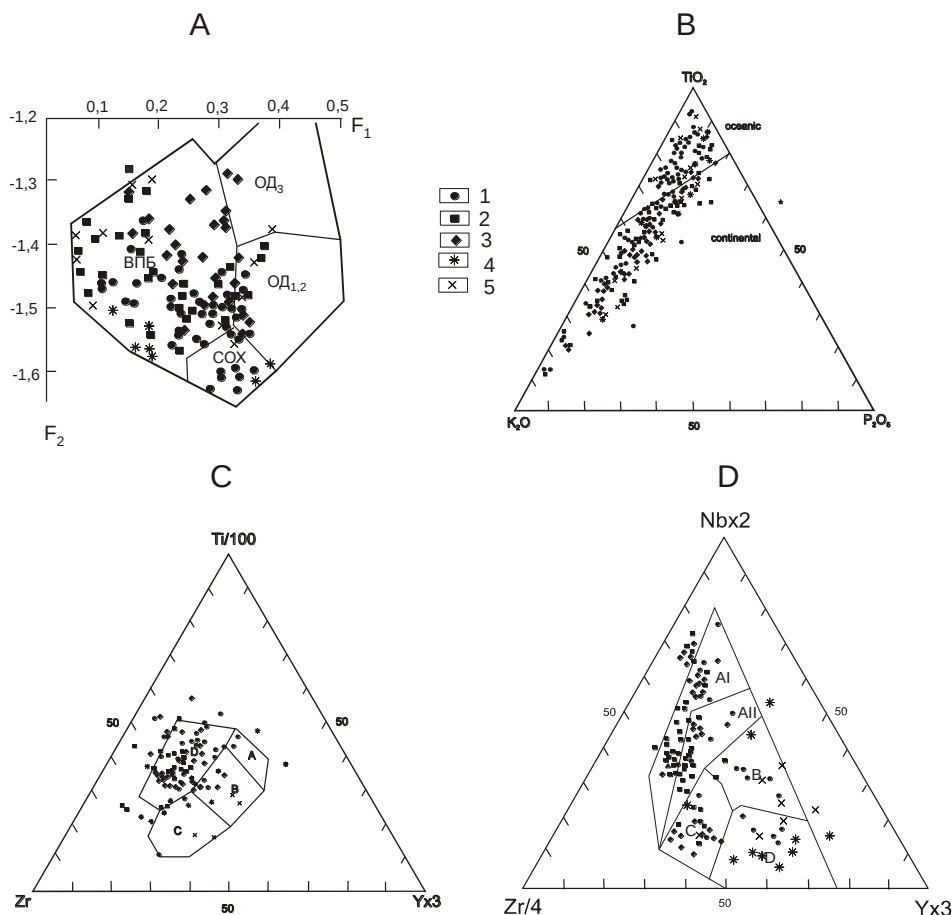


Рис. 1. Петро- и геохимические особенности пород ультрабазит-базитовых ассоциаций северо-востока Верхояно-Колымской орогенной области: 1 – Калгынской, 2 – Мунилканской, 3 – Нахаттинской, 4 – Уччинской, 5 – бассейна р. Желтая.

А – поля диаграммы [10]: COX – базальты срединно-океанических хребтов, $ОД_1$ – $ОД_3$ – базальты островных дуг ($ОД_1$ – низкокалийевые, $ОД_2$ – известково-щелочные, $ОД_3$ – субщелочные), ВПБ – внутриплитные. В – поля диаграммы [10]. С – Поля диаграммы [11]: А и В – низкокалийевые островодужные толеиты, В и С – известково-щелочные островодужные базальты, В – базальты океанического дна, D – внутриплитные базальты. D – поля диаграммы [8]: AI, AII – внутриплитные щелочные базальты; AII + C – внутриплитные толеиты; В – океанические базальты; C + D – базальты островных дуг.

Таким образом, ультрабазит-базитовый магматизм на северо-востоке Верхояно-Колымской области проявлялся в основном в условиях рифтогенеза континентальной окраины и ее активной окраины. Наличие здесь пород типичных офиолитовых ассоциаций не подтвердилось.

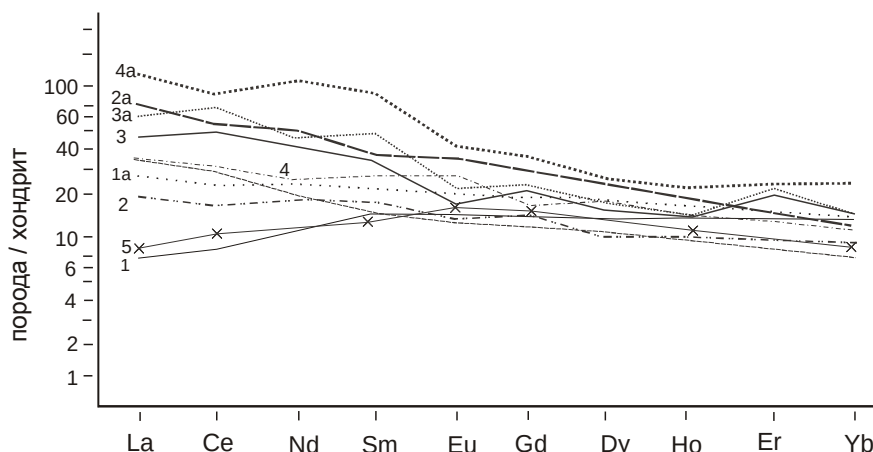


Рис. 2. Нормированное по хондриту распределение редкоземельных элементов в породах ультрабазит-базитовых ассоциаций северо-востока Верхояно-Колымской орогенной области: 1 и 1а – пироксениты и субщелочные базальты Калгынского блока; 2 и 2а – то же, Мунилканского блока; 3 и 3а – базальты и мельтейгиты Нахаттинского блока; 4 и 4а – перидотиты и габбро-амфиболиты бассейна р. Желтая, 5 – перидотиты Уччинского блока.

1. Архипов Ю.В. Офиолиты, ультрамафит-габбровые интрузии и ассоциирующиеся с ними образования Верхояно-Колымской складчатой системы // Геология и полезные ископаемые Верхояно-Колымской складчатой системы. Якутск: Кн. изд-во, 1984. С. 110-134.

2. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.

3. Колодезников И.И., Рукович В.Н. Палеозойский магматизм Индигиро-Колымского региона // Фундаментальные проблемы геотектоники. М: ГЕОС, 2007. Т. I. С. 320-324.

4. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 199 с.

5. Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского. М.: Геос, 2000. 268 с.

6. Порошин Е.Е. Высокохромистые шпинелиды и вопросы происхождения базальтовых магм // Геология и геофизика. 1988. № 8. С. 39-46.

7. Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимическая характеристика базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 102-133.

8. Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chemical Geology. 1986. V. 56. P. 207-218.

9. Nisbet E.G., Pearce J.A. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic setting // Contrib. Mineral. Petrol. 1977. V. 63, N 2. P. 149-160.

10. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. V. 19. P. 290-300.

11. Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // Contribs. Mineral. Petrol. 1979. V. 69, N 1. P. 33-47.

12. Yavuz F. A program to classify microprobe and wet chemical amphibole analyses according to the IMA (1997) nomenclature scheme. Istanbul, 1990.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАБАЗИТОВ ХАРБЕЙСКОГО И МАРУНКЕУСКОГО КОМПЛЕКСОВ ПОЛЯРНОГО УРАЛА ПО ПЕТРОХИМИЧЕСКОМУ СОСТАВУ

Н.С. Уляшева
Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия,
nsulasheva@geo.komisc.ru

COMPARISON OF METABASITES OF THE HARBEY AND MARUNKEU POLARURALS COMPLEXES ON A PETROCHEMICAL COMPOSITION

N.S. Ulyasheva
Institute of Geology, Komi Science Center, UB RAS, Syktyvkar, Russia,
nsulasheva@geo.komisc.ru

It is shown on a content petrogenetic components that protoliths of metabasites of the Hanmeyhoy and Marunkeu complexes formed in various geodynamic conditions. The amphibolite protoliths of the Hanmeyhoy complex created in conditions of subduction, the eclogite and amphibolite protoliths of the Marunkeu complex – island-arc and oceanic conditions.

В соответствии с принятой схемой [5] глубокометаморфизованные отложения Харбейского и Марункеуского блока Центрально-Полярноуральской тектонической зоны рассматриваются как образования разных глубинных уровней нижнего структурного этажа, и снизу вверх выделяются марункеуская, лаптаюганская, ханмейхойская и париквасьшорская свиты раннепротерозойского возраста. Работами Э.А. Сычевой и др. [6], В.И. Ленных [3], А.М. Пыстина [4] было показано, что породы названных блоков сформировались в принципиально разных геодинамических обстановках и должны относиться к самостоятельным структурным единицам – харбейскому гнейсо-мигматитовому и марункеускому эклогит-амфиболит-гнейсовому комплексам. Кроме того, некоторые исследователи харбейский комплекс разделяют на нижний ханмейхойский гнейсо-мигматитовый и верхний париквасьшорский кристаллический комплексы [1].

Для уточнения геодинамических обстановок образования протолитов метаморфитов были изучены петрохимические особенности метабазитов ханмейхойского (амфиболиты и амфиболовые сланцы) и южной части марункеуского (амфиболиты, омфациит-гранатовые и каринтинсодержащие эклогиты) комплексов. Химические составы пород получены с помощью метода мокрой химии и комплексного метода мокрой химии с рентгенофлуоресцентным анализом в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН.

Амфиболиты и сланцы ханмейхойского комплекса распространены в виде пластовых тел среди плагиогнейсов и по петрохимическим параметрам обнаруживают сходство с базальтами и андезито-базальтами (41,7-58,6% SiO_2). Они являются толеитовыми и известково-щелочными, низко-, умеренно- и высокотитанистыми, а также низко-, умеренно- и высокоглиноземистыми образованиями. По идентификационным диаграммам (рис. 1 и 2) точки составов метабазитов попадают в различные поля геодинамических обстановок (континентальные, океанические острова, океанические хребты, островодужные толеиты), что, скорее всего, указывает на формирование их протолитов в переходной зоне континент–океан в обстановках задугового моря, где происходит эволюция магматизма от корового до мантийного [2].

Рассмотрим составы метабазитов южной части марункеуского комплекса. В омфациит-гранатовых эклогитах, распространенных в виде линзообразных и пластовых тел среди амфиболитов и гнейсов, содержания кремнезема колеблются от 42,63 до 58,38%, оксида титана – от 1,1 до 2,6%, оксида магния – от 4,66 до 11,14%, что соответствует базальтам и андезито-базальтам. Породы характеризуются толеитовым трендом дифференциации, являются натриевыми низкоглиноземистыми высокожелезистыми образованиями. На идентификационных графиках фигуративные

точки составов эклогитов располагаются в полях внутриплитных океанических вулканитов и островодужных толеитов.

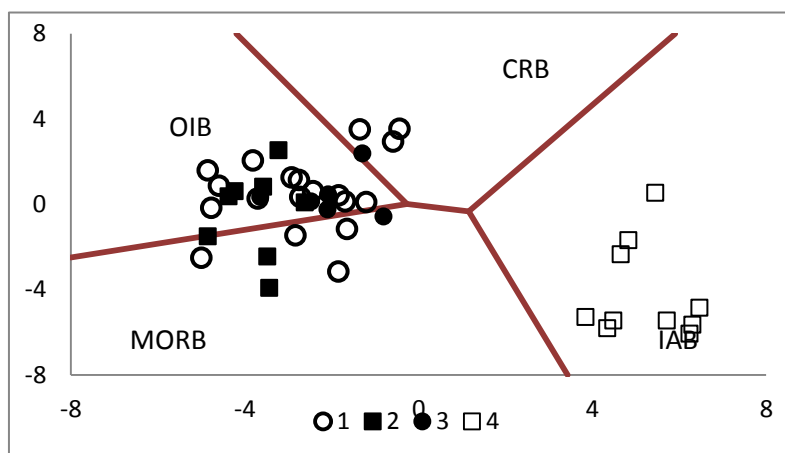


Рис. 1. Распределение точек составов метабазитов на дискриминантной диаграмме [9]. Точки составов: 1 – амфиболитов харбейского комплекса, 2-4 – метабазитов марункеуского комплекса (2 – гранат-омфацитовых эклогитов, 3 – амфиболитов, 4 – каринтинсодержащих эклогитов). Поля базитов: CRB – континентальных рифтов, OIB – океанических островов, IAB – островных дуг, MORB – срединно-океанических хребтов.

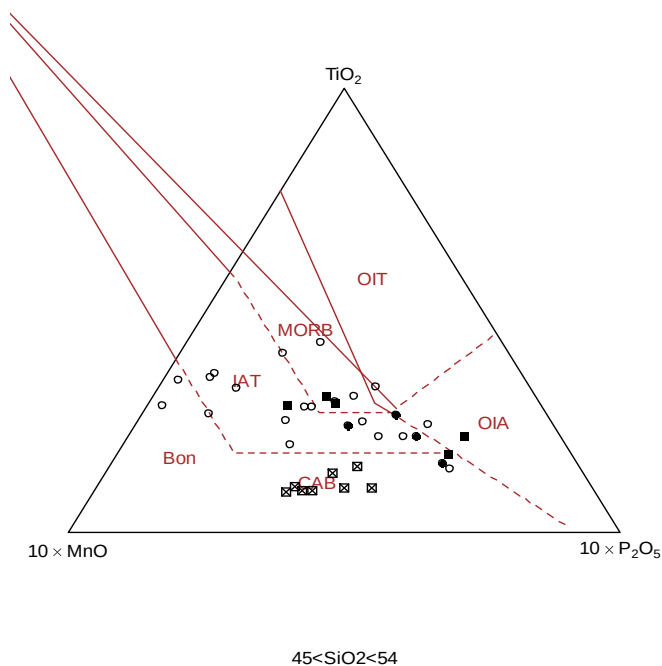


Рис. 2. Распределение точек составов метабазитов на тройной диаграмме $\text{TiO}_2 - \text{MnO} - \text{P}_2\text{O}_5$ [8]. Поля: IAT – толеитов островных дуг, CAB – известково-щелочных базальтов, OIA – щелочных базальтов океанических островов, OIT – толеитов океанических островов, MORB – базальтов СОХ. Точки составов метабазитов см. на рис. 1.

Каринтинсодержащие эклогиты имеют количество кремнезема 46,96-54,26%, низкие содержания оксида титана 0,17-0,33% и образовались по габбро [7]. В отличие от омфациит-гранатовых эклогитов они являются известково-щелочными породами, имеют повышенные содержания оксида глинозема (17,03-22,16%), оксида натрия (1,57-

3,48%) и оксида магния (6,89-18,32%) и низкие – оксида железа (3,82-7,31%). На диаграммах эти эклогиты идентифицируются как островодужные образования. Амфиболиты, залегающие в виде пластов между прослоями эклогитов и гнейсов, обнаруживают сходство с высокожелезистыми умеренно- и высокоглиноземистыми толеитовыми андезито-базальтами (51,50-56,60% SiO₂, 2,54-5% Na₂O, 0,47-1,23% K₂O). По идентификационным диаграммам точки составов амфиболитов располагаются в полях островодужных толеитов и океанических островов. Таким образом, протолиты метабазитов марункеуского комплекса образовались либо в океанических условиях, либо на ранних стадиях заложения островной дуги.

Для более детальных реконструкций геодинамических обстановок образования протолитов метабазитов следует изучить в породах содержание и изменение редких и редкоземельных элементов.

Работа выполнена при поддержке молодежного гранта УрО РАН № 11-5-НП-43, программ фундаментальных исследований РАН № 12-И-5-2022 и №12-У-5-1011.

1. Глубинное строение Тимано-Североуральского региона / Отв. редактор А.М. Пыстин. Сыктывкар: Геопринт, 2011. 264 с.

2. Кузнецова Н.С. Состав и условия формирования мафитов харбейского комплекса (Полярный Урал) // Литосфера. 2008. № 1. С. 51-65.

3. Ленных В.И. Доуралиды зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала: Сб. статей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 21-41.

4. Пыстин А.М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994. 208 с.

5. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1994.

6. Сычева Э.А., Макаров А.Б., Душин В.А. Формационный анализ глубокометаморфизованных горных пород на примере Харбейской серии Полярного Урала // Метаморфические комплексы Урала. Свердловск, 1982. С 15–17.

7. Удовкина Н.Г. Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 286 с.

8. Mullen E. MnO-TiO₂-P₂O₅: a major element discriminant for basaltic rocks of ocean environments and implications for petrogenesis // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. V. 62, N1. P. 41–58.

9. Verma S.P., Guevara M., Agrawal S. Discriminating four tectonic settings: Five new geochemical diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks based on log-ratio transformation of major-element data // J. Earth Syst. Sci. 2006. V. 115, N 5. P. 485-528.

ОЦЕНКА ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЙ И ТЕМПЕРАТУР ЗАКРЫТИЯ СИСТЕМ ОЛИВИН-ХРОМШПИНЕЛИД ДЛЯ ПОРОД ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО РАССЛОЕННОГО ИНТРУЗИВА

Фомин И.С.^{1,2}, Николаев Г.С.¹, Аriskин А.А.^{1,2}, Жаркова Е.В.¹

¹ГЕОХИ РАН, Москва, Россия, ariskin@rambler.ru

²МГУ им. М.В.Ломоносова, Москва, Россия, fomin@web.ru

ESTIMATES OF REDOX CONDITIONS AND TEMPERATURES OF CLOSURE OF THE OLIVINE-SPINEL SYSTEMS IN ROCKS OF THE IOKO- DOVYREN LAYERED INTRUSION

Fomin I.S.^{1,2}, Nikolaev G.S.¹, Ariskin A.A.^{1,2}, Zharkova E.V.¹

¹ Vernadsky Institute, Moscow, Russia, ariskin@rambler.ru

New data on redox conditions of crystallization of mafic to ultramafic rocks of the Ioko-Dovyren intrusion are presented. An updated olivine-spinel geothermometer and f_{O_2} -barometer are the empiric basis of this research. Those equations were calibrated on a representative dataset of 1-atm melting experiments, allowing for estimates of both the temperature and f_{O_2} at a closure of primary cumulate systems; providing information on the Ol and Sp compositions is available. We applied this technique to the “Ioko” cross-section of the massif, which includes the most fresh rock sequence. Our results evidence for the “closure temperatures” of 1050–1100°C and log f_{O_2} are around QFM±0.5. These estimates are in good agreement with independent electrochemical measurements of f_{O_2} , carried out by heating Ol fractions from three samples, ranging from melanotroctolite to Ol gabbro-norite. Two samples from the bottom Ioko sequence indicate much more reduced conditions, up to QFM-3.

Введение. Йоко-Довыренский мафит-ультрамафитовый массив, сопутствующие силлы Pl-лерцолитов и, предположительно, комагматичные вулканы сыннырской свиты входят в состав вулканоплутонического комплекса, формировавшегося в пределах Сыннырского рифта (юго-западная часть Олокито-Бодайбинского прогиба) [1-3]. Внедрение интрузивных магм произошло ~730 млн. лет назад [4]; вмещающими породами явились карбонатно-терригенные толщи. Размеры массива оцениваются в 26×3 км, по геофизическим данным он прослеживается на глубину до 4-5 км. В настоящее время из-за наложенных тектонических процессов массив опрокинут почти вертикально, так что на поверхности обнажается полный “первично вертикальный” разрез - от подошвы до кровли интрузива. Типичный разрез центральной части массива включает придонный горизонт плагиоперидотитов (150-200 м), который сменяется последовательностью кумулятивных пород, включая (снизу вверх) дуниты, троктолиты и габброиды - от оливиновых габбро-норитов до кварц-пигонитовых габбро. Несмотря на то, что большая часть пород массива испытала существенное гидротермально-метасоматическое воздействие (особенно развита серпентинизация ультрамафитов) во многих местах они остались практически неизменными (ппп не превышают десятых долей %). Это делает Йоко-Довыренский массив перспективным объектом для петрологического изучения и моделирования условий его образования [3].

Основные данные по петрологии Довырена были приведены в работе [3]. При этом установлены термодинамические параметры кристаллизации исходных магм: температура в интервале ~1200–1300°C и давление около 0.5-1 кбар. Менее определенные оценки получены для фугитивности кислорода, которая по данным [5] варьировала в широких пределах, примерно от QFM+1.5 до QFM-1.

Методы и расчеты. Для оценки окислительно-восстановительных условий кристаллизации магм Йоко-Довыренского расслоенного интрузива использовался новый Ol-Sp f_{O_2} -геобарометр, являющийся модификацией уравнения Баллхауса [6]. В основе этих расчетов данные по составам включений хромшпинелида в зёрнах кумулюсного оливина из пород вертикального разреза “Йоко” в юго-западном замыкании массива. Поскольку f_{O_2} сильно зависит от температуры закрытия кумулуса (включая завершение диффузионного обмена между оливинном и хромшпинелидом), решение задачи редоксиметрии предполагает наличие независимой оценки температуры “последнего” субсолидусного равновесия для этой пары. Ранее многие авторы использовали для этой цели эмпирический геотермометр оливин-хромшпинелид [6]. Однако его тестирование на выборках экспериментальных данных показало систематическое занижение температур кристаллизации, примерно на 200°C. По этой причине мы провели перекалибровку Ol-Sp геотермометра, на основе

результатов “наиболее равновесных” экспериментов при $P=1$ атм в условиях буфера QFM и интервале температур 1150-1500°C (43 опыта):

$$1000/T = -0.1264 \cdot X_{Mg}^{Sp} / X_{Mg}^{Ol} - 0.1924 \cdot X_{Mg}^{Sp} + 0.1252 \cdot X_{Al}^{Sp} + 0.7777.$$

Применение этого полинома к исходной выборке экспериментальных данных воспроизводит экспериментальные температуры с точностью $\sim 15^\circ\text{C}$.

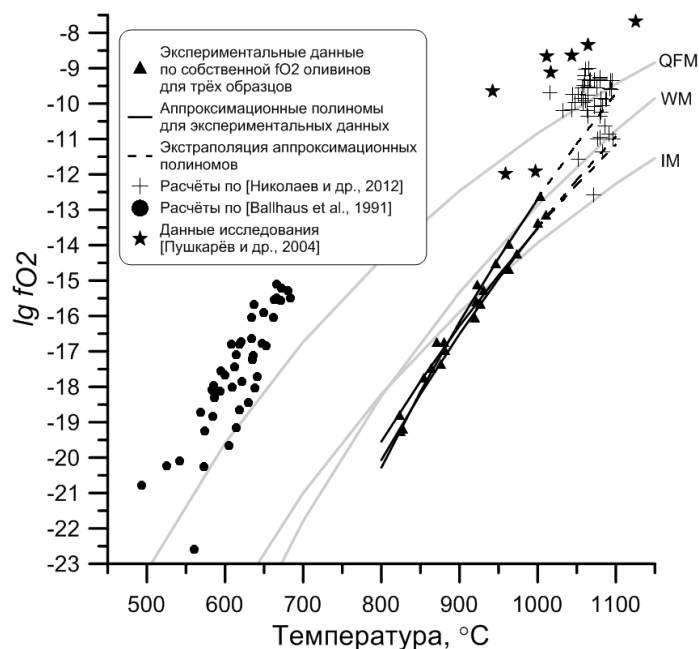


Рис. 1. Оценка температур и фугитивностей кислорода по данным этой работы и материалам предыдущего исследования.

Температуры закрытия систем Ol-Sp по составам 46 минеральных пар из разреза “Йоко” фиксируют интервал $1040 \div 1190^\circ\text{C}$ (рис. 1), который существенно выше оценок по уравнению Баллхауса [7]. Полученные значения отвечают субсолидным равновесиям при затвердевании пород при близких к магматическим температурах, вероятно, как результат отжима значительной части порового расплава на посткумулусной стадии. Заметим, что все изученные породы представлены мезо- и адкумулатами.

Расчёт летучести кислорода для этих пар и установленной “температуре закрытия” [6] показал, что большинство значений f_{O_2} группируются вблизи буфера кварц-фаялит-магнетит ($QFM \pm 0.5$, рис. 1 и 2). В целом, полученные нами данные указывают на несколько более восстановительные условия кристаллизации довыренских магм по сравнению с оценками [5]. Установление причин этих различий требует дальнейших исследований.

Рис. 2 демонстрирует вариации редокс-условий для нижней половины вертикального разреза Йоко-Довыренского массива (участок “Йоко”). Эти данные указывают на отсутствие систематических вариаций $\log f_{O_2}$ по разрезу ($-10.5 \div -11.5$, то есть около QFM). Однако в нижней части для двух плагиодунитов (~ 100 м от нижнего контакта) установлены существенно более восстановительные условия – на 2-3 лог. ед. ниже буфера QFM (рис. 2). Интересно, что этот сдвиг коррелирует с накоплением сульфидной фазы троилитового состава в придонных плагиодунитах.

Инструментальные измерения f_{O_2} . Для независимого контроля данных расчётов нами были проведены эксперименты по измерению собственной f_{O_2} оливинов. Опыты проводились на высокотемпературной установке в ГЕОХИ РАН с использованием двух твердых электрохимических ячеек. Они изготовлены из окиси циркония и

стабилизированы окисью иттрия, для придания электролиту кубической структуры. Такие ячейки обладают исключительной способностью проводить ионы кислорода, благодаря чему и появляется возможность измерения собственной летучести кислорода минералов (*the intrinsic oxygen fugacity*) [8]. Измерения f_{O_2} образцов проводились путем сравнения с газом-эталоном, в качестве которого выступала воздушная смесь. В одну ячейку помещался образец, а другая заполнялась воздухом. Масса навески образца составляла 40-80 мг, температурный интервал измерений варьировал от 750°C до 1100°C. Точность измерения составляла $\pm 0.2 \log f_{O_2}$.

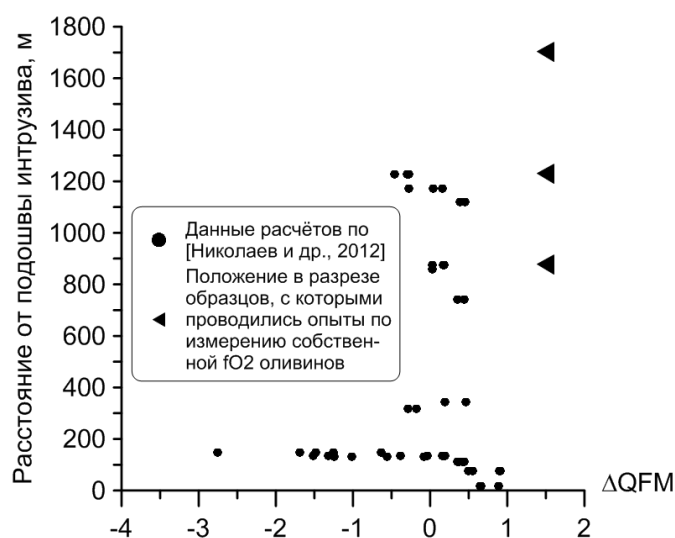


Рис. 2. Распределение значений ΔQFM в нижней и средней части разреза “Йоко”

Всего было изучено три фракции оливина, содержащих небольшое количество включений хромшпинелида (положение этих образцов в разрезе показано на рис. 2). Результаты измерений при разных температурах приведены к виду зависимости $\log f_{O_2}$ от температуры (сплошные линии на рис. 1), которые экстраполированы в область установленных “температур закрытия” системы Ol-Sp (пунктир на рис. 1). Можно отметить, что результаты прямых измерений летучести кислорода хорошо согласуются с интервалом значений f_{O_2} , установленным посредством расчетов по модифицированному уравнению Баллхауса [6].

Благодарности. Работа поддержана Российским Фондом фундаментальных исследований (грант 11-05-00268а).

1. Конников Э.Г. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986. 127 с.
2. Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд. БНЦ СО РАН, 1998. 264 с.
3. Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В., Кислов Е.В., Николаев Г.С., Орсов Д.А., Бармина Г.С., Бычков К.А. Довыренский интрузивный комплекс: проблемы петрологии и сульфидно-никелевой минерализации // Геохимия. 2009. № 5. С. 451-480.
4. Арискин А.А., Костицын Ю.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В., Меффре С., Николаев Г.С., Мак-Нил Э., Кислов Е.В., Орсов Д.А. Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в Неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия. 2012 (в печати).

5. Пушкарев Е.В., Вотяков С.Л., Чашухин И.С., Кислов Е.В. Оливин-хромшпинелевая окситермобарометрия ультрамафитов Йоко-Довыренского расслоенного массива // Доклады РАН. 2004. Т. 395, №1. С. 108-112.

6. Николаев Г.С., Арискин А.А., Бармина Г.С. Тестирование и перекалибровка оливин-шпинелевого f_{O_2} -геобарометра Баллхауса // Всероссийский ежегодный семинар по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии. Тезисы докладов. Москва, 2012. С. 67.

7. Ballhaus C., Berry R., Green D. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1991. V. 107. P. 27-40.

8. Жаркова Е.В., Кадик А.А. Оливины из трубки “Обнаженная” Якутской кимберлитовой провинции. Экспериментальное определение собственной летучести кислорода // Вестник Отделения наук о Земле РАН. 2009. № 1. URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2009/informbul-1_2009/term-9.pdf.

УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ МОНГОЛО-АЛТАЙСКОЙ СИСТЕМЫ ПАЛЕОЗОИД И ИХ МИНЕРАГЕНИЯ

В.К. Хрусталеv

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, vkhrustalev@yandex.ru

BASIT-ULTRABASIT COMPLEXES OF MONGOL-ALTAY SYSTEM OF PALEOZOID AND ITS MINERAGENY

V.K. Khrustalev

Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia, vkhrustalev@yandex.ru

Materials of mineragenic geology and geodynamic forming situations of ultrabasic-basite complexes are presented for Mongolian-Altay systems paleozoic.

На территории Монгольского Алтая к настоящему времени проведена геологическая съемка масштаба 1:50 000 и тематические работы по составлению рабочей легенды к Геокарте-50 (М-45-Г; М-46-А, В; L-46-А). На основе этих работ и с учетом данных предшествующих исследований [1, 2, 4, 5] проведено тектоническое районирование региона [7, 8]. Здесь выделены ранние (Озерная зона), средние (Алтайская и Цаганшибетинская зоны) и поздние (Хархирина зона) каледониды, представляющие собой очень сложную Монголо-Алтайскую складчатую область (МАСП) и Западно-Монгольский вулcano-плутонический пояс, с позднекаледонскими рифтогенными прогибами (Делюно-Юстыдский, Яматугольский) и очагово-купольными структурами (Цаганшибетинская, Кобдинская, Алтайская, Чигэртеевская, Булганская).

Ультрабазит-базитовые магматические образования МАСП представлены вендскими альпинотипными гипербазитами дунит-гарцбургитовой ассоциации *годройского комплекса* и раннекембрийскими базитами *салхитского* и *цагиринаского комплексов* [9]. Как правило, известные и вновь выявленные гипербазитовые массивы и небольшие линзовидные серпентинитовые тела распространены вдоль крупных зон разломов (Кобдинская, Толбонурская, Цаганшибетинская) и оперяющих их разломов [3]. Эти образования, выделенные в годройский комплекс, закартированы южнее ущелья Холаин-Хобцал в районе горы Гогро уул. Здесь среди средне-верхнеордовикских терригенных пород бахлюкской свиты изучен Гогройский массив (1,5×15 км), приуроченный к оперяющему разлому Кобдинской зоны.

Годройский массив сложен апогарцбургитами, аподунитами, серпентинитами и, в меньшем объеме, лиственитами с присутствием родингитов и хромитовой минерализации. Он вытянут в субмеридиональном направлении и представляет собой линейно вытянутое крутопадающее тело, залегающее в виде протрузивной пластины. Другие массивы (Бурхадский, Придорожный, Ихжарэульский) вытянуты вдоль оперяющих разломов Кобдинской зоны разломов в районе Кызылтау. Они сложены серпентинизированными гарцбургитами, серпентинитами, лиственитами с хромитовой минерализацией. Во внутренних частях массивов отмечаются небольшие будинообразные блоки родингитов. Установлено, что серпентинизированные гипербазиты прорваны дайками и штоками габброидов и жилами пироксенитов. Кроме этих массивов отмечаются и небольшие линзовидные серпентинизированные тела длиной от сотен метров до нескольких километров при ширине от десятков метров до 1 км, распространенные, в основном, вдоль Толбонурской и Кобдинской зон разломов, соответственно, западнее и южнее г. Улэгэя и севернее ущелья Халаин-Хобцал. Среди них выделяются серпентиниты, серпентинизированные оливиниты и магнезит-серпентинитовые породы. Для этих пород характерна лепидогранобластовая, сетчатая и волокнистая структура, сланцеватая, очковая и пятнистая текстура. Они состоят из серпентина, магнезита, оливина, талька, магнетита, окислов железа, пирротина и иногда хромита.

Следует отметить, что в результате структурной перестройки и образования протрузий, массивы гипербазитов оказываются вскрытыми среди пород верхних частей офиолитового комплекса и среди более молодых образований средне-верхнекембрийского, силурийского и девонского возраста. Как правило, эти тела представляют собой сильно измененные серпентинизированные гипербазиты и серпентиниты, нередко замещенные лиственитами. Последние обычно сопровождают тела серпентинитов. Размер их тел сопоставим с телами серпентинитов, с которыми ассоциируют магнезиально-железистые карбонаты и карбонатизированные породы. Подобные образования развиты и в зонах сопряженных разломов вдали от зон с ультрамафитами. Кроме лиственитизации в гипербазитах широко представлены процессы хлоритизации, оталькования и карбонатизации.

В Толбонурской и Кобдинской зонах разломов гипербазиты тектонизированы вплоть до серпентинитового меланжа с образованием многочисленных окатанных «валунов» и «галеков», а также глыб (до 3 м в поперечнике) серпентинизированных гипербазитов. Здесь же отмечаются отдельные крупные «валуны» габброидов, вулканитов основного состава и кремнистых пород. Все это свидетельствует о том, что серпентинизированные гипербазиты и серпентиниты являются выходами меланократового основания офиолитовой ассоциации коры океанического типа.

Петрохимическая характеристика гипербазитов изученных массивов подтверждает, что породы сильно изменены наложенными процессами – серпентинизацией, хлоритизацией, оталькованием и карбонатизацией.

Возраст гипербазитов годройского комплекса не определен. Их галька и валуны содержатся в базальных конгломератах нижнесилурийских образований. Пространственная их связь с вулканитами основного состава с горизонтами нижнекембрийских архиоциатовых известняков, залегающих в основании разреза офиолитовой ассоциации на смежной территории Озерной зоны, позволяет предполагать вендский их возраст.

В составе раннекембрийских магматических образований выделено два комплекса: *салхитский* и *цагиринский*.

Породы *салхитского комплекса* выделены в Озерной зоне. О возрастном положении пород комплекса нет единого мнения. Одни исследователи [1] относили их к венд-раннекембрийским образованиям, другие [5] – к раннему кембрию.

Небольшие по размерам интрузивы комплекса приурочены к зоне Цаганшибетинского разлома и пространственно связаны с вулканогенно-осадочными образованиями венд-раннекембрийского возраста. Форма тел овальная, либо резко удлиненная и дайкообразная. Залегание их субсогласное с простиранием вмещающей толщи.

В составе комплекса выделяются габбро-диориты, габбро-диабазы, диориты, кварцевые диориты, в меньшей степени монцодиориты, гранодиориты и плагиограниты. Породы комплекса имеют габбро-офиолитовую, призматически-зернистую, гипидиоморфнозернистую, монцонитовую структуру. Состоят из плагиоклаза, роговой обманки, биотита, иногда содержат калишпат и, почти всегда, немного кварца. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном, рудным минералом. Отмечается сосюритизация и эпидотизация плагиоклаза, хлоритизация и эпидотизация темноцветных минералов.

Петрохимические особенности габброидов комплекса: низкая щелочность ($a < 8,75$) и титанистость ($TiO_2 < 1,5\%$), умеренная меланократовость ($35 > b > 25$), средняя глиноземистость ($19 > Al_2O_3 > 15\%$) и преобладание натрия над калием ($n > 75$).

На диаграмме AFM габброиды комплекса занимают поле океанических базальтов.

Возраст пород салхитского комплекса определен как раннекембрийский на основании прорывания ими венд-раннекембрийских вулканогенно-осадочных образований и прорывания их гранитоидами тохтогешильского комплекса средне-позднекембрийского возраста. Не исключена принадлежность образований комплекса к дайковой серии офиолитовой ассоциации.

Породная ассоциация салхитского комплекса может быть отнесена к габбро-диорит-диабазовой формации.

Породы *цагиринского комплекса* выделены в Баянкульгуйской подзоне Хархиринской зоны. Они образуют протяженные пластовые тела и дайки мощностью от первых десятков до первых сотен метров, длиной до первых км. Отмечается частая пространственная сопряженность тел с ультрабазитами, где они образуют более крупные тела линзовидной формы. Дайки и тела представлены мелко-среднезернистыми габбро, габбро-диабазами, габбро-диоритами, лейкогаббро, диоритами и кварцевыми диоритами. Иногда отмечаются ортоамфиболиты.

Породы большинства интрузивных тел и даек по содержанию кремнезема (47-53%) соответствуют габброидам. Они катаклазированы, рассланцованы и метаморфизованы. Почти все породы нацело замещены вторичными минералами: плагиоклаз раскислен, сосюритизирован, серицитизирован, моноклинный и ромбический пироксены, реликты которых иногда сохраняются, замещены амфиболом, хлоритом, актинолитом и минералами группы эпидота. Часто наблюдается магнетит, титаномагнетит (до 2-3%), апатит, сфен. Структура пород габбровая, пойкилоофитовая, габбро-офитовая.

Диориты в составе комплекса имеют подчиненное значение и характеризуются мелкозернистой текстурой и призматическизернистой микроструктурой. Породы состоят из андезита № 35-40 – 60-70 % и роговой обманки – 30-35 %. В некоторых разновидностях присутствует кварц и участки пегматоидного кварц-калишпатового состава. Повсеместна интенсивная хлоритизация, эпидотизация и карбонатизация пород. Из второстепенных минералов отмечаются магнетит и титаномагнетит (до 1-3%).

Петрохимическая характеристика пород комплекса показывает, что габброиды отвечают низкощелочным ($a = 8,75$), умеренномагниевым, высоконатровым ($n > 75$), среднеглиноземистым ($19 > Al_2O_3 > 15\%$), низкотитанистым ($TiO_2 = 1,5\%$) базитам. Характерна относительная лейкократовость пород ($b < 25$).

На диаграмме $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ породы комплекса располагаются в поле габброидов, что объяснимо воздействием на них гранитоидов более поздних интрузивных образований. На диаграмме АФМ габброиды комплекса располагаются в поле океанических базальтов; точки составов габбро-диоритов и диоритов рассеяны, что также объясняется степенью вторичных изменений.

Образования комплекса прорывают вулканогенно-терригенную толщу венд-раннекембрийского возраста и ультрабазиты гойерского комплекса. При этом габброиды преобразуются в родингиты. В районе р. Цаган-Нурун-Гол и южнее г. Улэгэя на породах комплекса залегают образования *мухарской свиты* раннего силура, в базальных конгломератах которых содержатся валуны и галька габброидов и ультрабазитов. Это позволяет отнести их к раннекембрийскому возрасту.

По геологической ситуации, набору пород и их составу цагинский комплекс близок к породам салхитского комплекса и соответствует габбро-диорит-диабазовой формации.

Минералогия гипербазитов и базитов Монголо-Алтайской складчатой системы базируется в первую очередь на проявлениях хризотил-асбеста в Цаганшибетинском гипербазитовом поясе, пунктах минерализации хромита, талька и магнезита в Кобдинской и Толбонурской зонах глубинных разломов [9]. Особо следует отметить пространственную связь с изученными массивами шлиховых ореолов золота (содержания до 1 г/т) и платиноидов с содержаниями до 30 мг/т, среди которых преобладают самородная платина и осмистый иридий [6]. Поэтому ареалы гипербазитовых массивов можно рекомендовать для постановки оценочных и поисковых работ на благородные металлы. Результативность этих работ будет высокой, так как установленный комплекс полезных ископаемых, имея тесную связь с гипербазитовыми телами, локализуется четко в пределах выходов их на дневную поверхность.

1. Дергунов А.Б. Каледониды Центральной Азии. М.: Наука, 1989. 191 с.
2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Хан-Тайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов // Геотектоника. 1978. № 1. С. 19-42.
3. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984. 200 с.
4. Хаин В.Е. Современная структура континентов и океанов и основные этапы ее становления // Геотектоника. 1985. № 3. С. 77-78.
5. Хасин Р.А. Основные черты эволюции магматизма Монголии // Магматизм и металлогения МНР. М.: Наука, 1971. С. 7-40.
6. Хрусталева В.К. Монгол Алтайн алтны худэржилт // Монгол Алтайн геологийн асуудлууд. Улаанбаатар хот, 1992 он. С. 57-70.
7. Хрусталева В.К., Осокин П.В. Спроба металлогенічного аналізу на плейт-тектонічній основі (територія Монгольського Алтаю) // J . геохімії горючих копалин НАН України (Львів). 1999. З. 61-69.
8. Хрусталева В.К., Осокин П.В. Основные особенности геодинамики и металлогении Монгольского Алтая, Саяно-Хубсугульского и Дзабханского районов // Изв. вузов. Геология и разведка. 1999. № 2. С. 28-34.
9. Хрусталева В.К. Благороднометалльная плитотектоническая минералогия Монгольского Алтая. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2008. 135 с.

**ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ТЕХНОЛОГИИ
ПЕРЕРАБОТКИ МАГНИЙСИЛИКАТНОГО СЫРЬЯ
УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ**

Л.И. Худякова¹, О.В. Войлошников¹, Е.В. Кислов²

¹*Байкальский институт природопользования СО РАН, Улан-Удэ, Россия,
lukh@binm.bscnet.ru*

²*Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, evg-kislov@ya.ru*

**PERSPECTIVE TECHNOLOGIES OF MAFITE-
ULTRAMAFITE COMPLEXES MAGNESIUM-SILICATE RAW MATERIALS
PROCESSING**

L.I. Khudyakova¹, O.V. Voyloshnikov¹, E.V. Kislov²

¹*Baikalian Institute of Nature Management SB RAS, Ulan-Ude, Russia,
lukh@binm.bscnet.ru*

²*Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia, evg-kislov@ya.ru*

The technology of the magnesium-silicate raw materials of ultramafite-mafite complexes processing on the example of dunites is developed. It is shown, that these rocks may be use for brick ceramic producing. It is established, that the received materials possess high physical-mechanical characteristics.

Магнийсиликатные горные породы, включая дунит, входят в состав гипербазитовых массивов, дифференцированных ультрабазит-базитовых и щелочно-ультраосновных комплексов, расположенных по всей территории России. Запасы их неисчерпаемы, а практического применения они не имеют, за исключением производства огнеупоров. Поэтому актуальной задачей является вовлечение их в производство с получением высококачественной товарной продукции.

Одним из перспективных направлений использования магнийсиликатных пород является применение их в производстве керамического кирпича. Рассмотрим данное направление на примере дунитов Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габбрового массива, расположенного в Северном Прибайкалье в 80 км к северо-востоку от северного окончания озера Байкал.

Йоко-Довыренский интрузив вмещает Байкальское медно-никелевое месторождение, в его осевой части открыта малосульфидная Платинометальная минерализация. В 20 км расположено подготавливаемое к эксплуатации Холоднинское свинцово-цинковое месторождение. В целом можно отметить, что на расстоянии до 30 км от Йоко-Довыренского плутона находится более 30 месторождений и рудопроявлений.

Дуниты Йоко-Довыренского массива на 80-97% состоят из идиоморфных кристаллов оливина (f=8-15%) размером до 3 мм в поперечнике и хромшпинели (1-2%). Отмечаются также интерстициальные клинопироксен (f=9-11%) и плагиоклаз (битовнит-анортит) в количестве, не превышающем 10%. Дуниты свежие, эпизодически отмечается петельчатая серпентинизация и замещение оливина минералами группы иддингсита-боулингита. Для них не характерны гидроксил- и щелочесодержащие минералы, резко снижающие огнеупорные свойства дунитов [1].

При разработке месторождения (в частности, Холоднинского) возникает вопрос строительства инфраструктуры, что требует поставки строительных материалов в большом объеме. Предлагается частично решить этот вопрос за счет организации собственного производства керамического кирпича с использованием дунитов. Для этого разработана технология получения данного вида продукции.

В качестве сырьевых материалов использовали глину карьера “Тимлюйский” и дунит Йоко-Довыренского массива следующего химического состава, мас. %: SiO_2 - 37,40; Al_2O_3 - 1,25; MgO - 40,81; CaO - 0,40; Fe_2O_3 - 3,10; FeO - 12,60; Na_2O - 0,14; K_2O - 0,02; ппп - 2,84.

Дунит истирали в стержневом вибрационном измельчителе типа 75Т-ДрМ в течение 5 минут и использовали в качестве отощающей добавки. Разрабатывалась технология получения строительной керамики пластическим способом формования;

Известно, что на физико-механические показатели керамических материалов влияют вид добавки, ее количество и температура обжига. Для изучения зависимости механической прочности образцов от количества вводимой добавки и температуры обжига готовили образцы-кубы с размером ребра 20 мм. После сушки обжигали в лабораторной электропечи с изотермической выдержкой 3 часа при различных температурах. Содержание вводимой в смесь с глиной минеральной добавки изменялось от 10 до 50%. Температурный режим менялся каждые 50°C от 950°C до 1100°C . Испытания проводили по ГОСТ 473-81 “Изделия химически стойкие и термостойкие керамические”, ГОСТ 7025-91 “Кирпич и камни керамические и силикатные. Методы определения водопоглощения, плотности и контроля морозостойкости”. Результаты физико-механических испытаний образцов представлены в табл. 1.

Установлено, что вид минеральной добавки, ее количество и температура обжига оказывают влияние на физико-механические показатели керамических образцов.

Наибольшую прочность имеют образцы всех составов, обожженные при температуре 1100°C . При температуре обжига 1050°C по прочности при сжатии удовлетворяют требованиям ГОСТ все образцы с добавкой дунита. При температуре 1000°C - образцы с добавкой до 40% дунита. При 950°C имеют прочность при сжатии, удовлетворяющую требованиям ГОСТ для кирпича керамического (7,5-30,0 МПа) только образцы с 10-20% добавки дунита.

В результате проведенных исследований выявлено, что с увеличением количества добавки магнийсиликатных пород уменьшается огневая усадка образцов и их водопоглощение за счет замены части глины дунитом, содержащим безводные силикаты магния и железа. С увеличением температуры обжига огневая усадка всех образцов увеличивается и также зависит от вида добавки и ее количества. Наибольшее увеличение огневой усадки наблюдается в образцах при меньшем количестве добавки в интервале температур от 1000°C до 1100°C , что обусловлено полным разрушением кристаллической решетки минералов глины и превращение их в аморфные вещества (глинозем, кремнезем).

Установлено, что повышение температуры обжига не вызывает деформации образцов с добавкой магнийсиликатных пород в виду того, что в состав дунита входит до 97% оливина, температура плавления которого составляет 1890°C .

Рентгенофазовый анализ обожженных образцов керамики с добавкой дунита показал, что при обжиге шихты происходит разрушение кристаллической решетки исходных соединений с образованием минералов группы кварца, а также корунда и гематита [2]. Кристаллические новообразования позволяют сформировать новую структуру керамического черепка, определяющую физико-механические свойства полученных материалов. Увеличение количества добавки дунита в составе керамических масс приводит к изменению количества минералов группы кварца, корунда, гематита, форстерита, влияющих на прочностные показатели керамического черепка.

Были изучены строительные-технические свойства образцов керамики с добавкой дунита, полученных пластическим способом формования. Морозостойкость

определялась по ГОСТ 7025-91 “Кирпич и камни керамические и силикатные. Методы определения водопоглощения, плотности и контроля морозостойкости”. Термическая стойкость полученных материалов определялась по ГОСТ 473.5-81 “Изделия химически стойкие и термостойкие керамические. Методы определения термической стойкости”.

Табл. 1

Физико-механические показатели образцов керамики с добавкой дунита, полученных пластическим способом формования

Количество добавки, масс. %	Температура обжига, °С	Средняя плотность, г/см ²	Огневая усадка, %	Водопоглощение, %	Предел прочности при сжатии, МПа
0	950	1,78	5,5	13,6	4,9
	1000	1,80	5,9	12,4	7,2
	1050	1,94	12,8	11,3	17,1
	1100	2,25	15,7	10,9	65,1
10	950	1,69	3,3	12,0	10,8
	1000	1,81	3,9	11,3	15,4
	1050	1,84	10,1	10,7	28,4
	1100	2,21	12,1	10,1	59,5
20	950	1,76	3,0	11,3	8,3
	1000	1,83	3,7	10,9	13,5
	1050	1,93	7,5	9,8	23,4
	1100	2,26	9,5	9,4	50,6
30	950	1,83	2,5	10,8	7,0
	1000	1,84	3,5	10,2	9,8
	1050	1,94	5,2	9,9	15,7
	1100	2,23	7,6	9,5	40,8
40	950	1,92	2,2	9,8	6,2
	1000	1,95	3,1	9,3	7,5
	1050	1,96	4,0	9,0	14,0
	1100	2,12	6,8	8,7	31,4
50	950	1,96	1,8	9,5	4,8
	1000	1,99	2,4	9,0	6,1
	1050	2,01	3,5	8,8	8,6
	1100	2,02	5,2	8,4	21,0

Установлено, что морозостойкость керамических материалов зависит от температуры их обжига. Образцы керамики, обожженные при температуре 1000°С, выдерживают 15 циклов замораживания – оттаивания. При температуре обжига 1050°С количество циклов замораживания – оттаивания увеличивается до 30. И при 1100°С морозостойкость керамических образцов всех видов составляет 100 циклов. Надо отметить, что после 100 циклов замораживания – оттаивания образцы не претерпели никаких изменений, однако мы ограничились данным количеством циклов, и проведение дальнейших испытаний было прекращено.

Полученные закономерности объясняются физико-механическими процессами, происходящими в обжигаемых системах. При 1000°С происходит перестройка структуры в керамических системах, они имеют значительное количество пор. Вода,

находящаяся в них, при замораживании расширяется, и в процессе циклического замораживания – оттаивания приводит к разрушению образца. С увеличением температуры обжига начинается подплавление глинистой составляющей. Расплав заполняет образующиеся поры, и заполнение их водой прекращается, что приводит к увеличению количества циклов успешных испытаний.

По термической стойкости необходимо отметить, что данный показатель также зависит от температуры обжига керамических образцов. С увеличением температуры количество термосмен увеличивается. При температуре 1000°C образцы выдержали 15 термосмен, при 1050°C – 25 термосмен и при 1100°C – 35 термосмен.

В целом, образцы керамики с добавкой магнийсиликатных пород (дунитов), полученные пластическим способом формования, имеют показатели прочности и водопоглощения, удовлетворяющие требованиям ГОСТ 530-95 “Кирпич и камни керамические. Технические условия”: прочность 7,5÷30 МПа, водопоглощение не менее 8%; ГОСТ 7484-78 “Кирпич и камни керамические лицевые. Технические условия”: прочность 7,5÷30 МПа, водопоглощение 6%÷14% и могут применяться для кладки и облицовки наружных и внутренних стен зданий и сооружений.

Таким образом, в результате проведенных исследований разработана перспективная технология переработки магнийсиликатного сырья ультрамафит-мафитовых комплексов. Показано, что дуниты можно использовать при производстве керамического кирпича высокого качества. При разработке месторождений перспективно создание кирпичного мини завода с выпуском продукции не только для обеспечения собственных нужд, но и для продажи.

Выполненный комплекс исследований указывает на возможность создания малоотходного производства, что позволит комплексно использовать сырье с получением высококачественной товарной продукции и решить проблемы экологически чистого горнодобывающего производства.

Работа выполняется по программе ОХНМ РАН № 5.5.2 «Получение новых видов материалов с высокими эксплуатационными характеристиками из отходов горнодобывающей промышленности».

1. Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд. БНЦ СО РАН, 1998. 264 с.

2. Худякова Л.И., Войлошников О.В. Строительная керамика на основе местного сырья Республики Бурятия // Строительные материалы. 2011. № 12. С. 8-9.

ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ УРАЛА: ПЕТРОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, РЕДОКС-СОСТОЯНИЕ, ХРОМИТОНОСНОСТЬ

И.С. Чашухин, С.Л. Вотяков

*Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН,
Екатеринбург, Россия, chashchukhin@igg.uran.ru*

THE DUNITE-HARZBURGITE COMPLEXES OF THE URALS: PETROCHEMISTRY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY, REDOX STATE, CHROMITE-BEARING

I.S. Chashchukhin, S.L. Votyakov

*Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН,
Екатеринбург, Россия, chashchukhin@igg.uran.ru*

The products of partial melting of upper mantle are two types: differentiated dunite-harzburgite-lherzolite series (DHLS) and undifferentiated harzburgites. The first forms subcontinental and deep part of the oceanic mantle, the latter - the upper oceanic mantle (the base of the ophiolites). In the most complete and undisturbed of collisional processes subcontinental sections, the degree of depletion with the depth gradually increases; in ophiolite it remains relatively constant. It can be assumed that these differences are required to different sources of energy, leading to partial melting: The source of DHLS formation was asthenosphere, harzburgites formed by decompression during ascent of mantle material.

Резюме. Продукты частичного плавления пиролита верхней мантии - ультрамафиты складчатых областей – представлены двумя типами: дифференцированными дунит-гарцбургит-лерцолитовыми сериями (ДГЛС) и недифференцированными гарцбургитами. Первые слагают подконтинентальную и глубокую часть океанической мантии, вторые – верхнюю океаническую мантию (основание офиолитов). Оба типа имеют разное строение на глубину. В наиболее полных и ненарушенных тектоническими процессами разрезах ДГЛС степень истощения легкоплавкими компонентами с глубиной постепенно растет, в офиолитовых – остается относительно постоянной. Можно предполагать, что эти различия обязаны разным источникам энергии, приводящим к частичному плавлению: для формирования ДГЛС источник был глубинный, астеносферный; гарцбургиты образовались в результате декомпрессии, в ходе подъема мантийного вещества.

1. Тугоплавкие остатки от частичного плавления пиролита верхней мантии - ультрамафиты складчатых областей – представлены двумя типами: дифференцированными дунит-гарцбургит-лерцолитовыми сериями (ДГЛС) и недифференцированными гарцбургитами (Г). Согласно Джексону и Тейеру [6], первые слагают подконтинентальную и глубокую часть океанической мантии, вторые – верхнюю океаническую мантию (основание офиолитов). В ходе коллизионных процессов эти типы приходят в соприкосновение и слагают массивы, имеющие сложное, блоковое строение (например, Кемпирсайский и Южный Крака на Южном Урале, Алапаевский и Восточнотагильский на Среднем Урале). Так, юго-восточный блок массива сложен непрерывной дунит-гарцбургит-лерцолитовой серией с вариациями степени частичного плавления, рассчитанной по величине хромистости хромшпинели [5], от первых %% в шпинелевых лерцолитах до 45 в дунитах; степень частичного плавления в гарцбургитах равна $25 \pm 5\%$, то есть лишь в два раза перекрывает погрешности анализа, и располагаются в поле островодужных гарцбургитов (рис. 1). Составы хромшпинели в юго-восточном блоке полностью перекрывают поля составов подконтинентальных гарцбургит-лерцолитовых серий и островодужных гарцбургитов.

2. Оба типа имеют разное строение на глубину. В наиболее полных и ненарушенных тектоникой разрезах ДГЛС степень истощения легкоплавкими компонентами с глубиной постепенно растет (массивы Нуралинский, Средний Крака на Южном Урале, Хороман в Японии [7]), в офиолитовых – остается относительно постоянной (например, гарцбургиты г. Торисимы [9]). Можно предполагать, что эти различия обязаны разным источникам энергии, приводящим к частичному плавлению - глубинному, астеносферному при формировании ДГЛС, декомпрессионному - для офиолитовых гарцбургитов.

3. При образовании ДГЛС парциальное плавление проходило в закрытой для кислорода системе, первичные соотношения петрогенных и редких элементов оставались относительно постоянными. Так, например, в породах ДГЛС юго-восточного блока Кемпирсайского массива величина Al-Ca – отношения соответствует

хондритовому (рис. 2). Частичное плавление, продуцирующее гарцбургиты офиолитов (западный блок Кемпирсайского и восточная часть Войкаро-Сыньинского массивов), проходило в открытой системе, первичные соотношения петрогенных компонентов, в том числе глинозема и извести, смещались в пользу последней. Поведение РЗЭ согласуется с данными петрохимии. Для исключения влияния серпентинизации были изучены образцы несерпентинизированных гарцбургитов из обоих блоков Кемпирсайского и Войкаро-Сыньинского массивов (рис. 3). Спектр гарцбургита юго-восточного блока Кемпирсая точно соответствует модельному спектру РЗЭ при 25% частичном плавлении. Слабо дифференцированные гарцбургиты двух других образцов в сильной степени деформированы - обогащены легкими РЗЭ и имеют явно выраженную отрицательную Eu-аномалию.

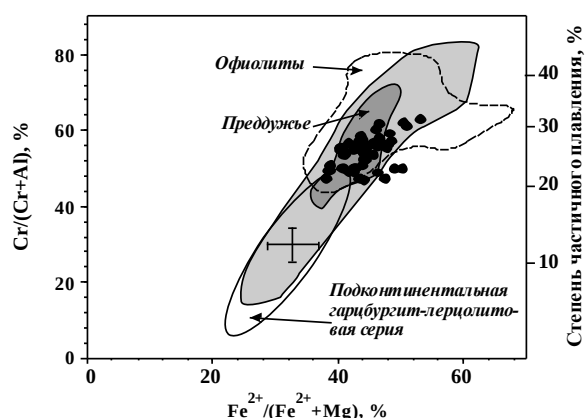


Рис. 1. Состав акцессорной хромшпинели в ультрамафитах Кемпирсайского массива.

Точки - гарцбургиты западного блока, светлосерое поле - дунит-гарцбургит-лерцолитовая серия юго-восточного блока. Эллипс - поле составов подконтинентальных ультрамафитов Средиземноморья [11], штриховой линией оконтурено поле составов офиолитов при 50-% плотности анализов [2], темносерое поле - поле составов хромшпинели Изу-Бонин-Марианского преддужья [9].

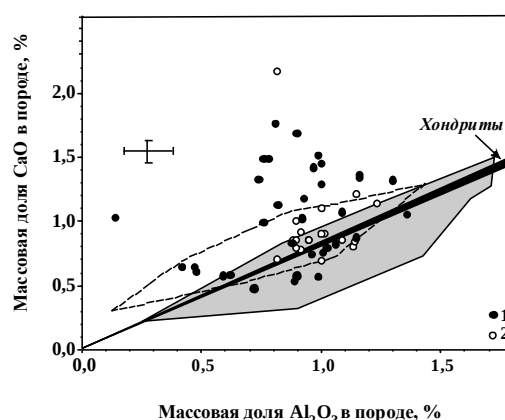


Рис. 2. Соотношение извести и глинозема в гарцбургитах Урала.

1 - слабо серпентинизированные гарцбургиты Войкаро-Сыньинского массива, 2 - несерпентинизированные гарцбургиты западного блока Кемпирсайского массива. Серое поле - составы несерпентинизированной дунит-гарцбургитовой серии юго-восточного блока Кемпирсайского массива; штриховой линией очерчено поле островодужных гарцбургитов [9].

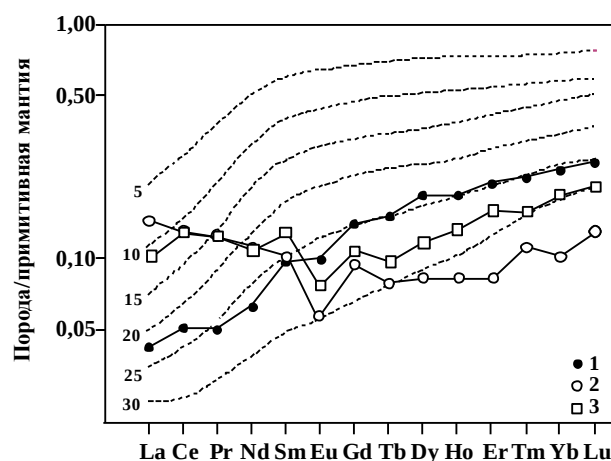


Рис. 3. Нормированные на примитивную мантию спектры РЗЭ в несерпентинизированных гарцбургитах Урала. 1-2 - Кемпирсайский массив, блоки: 1 - юго-восточный, 2 - западный; 3 - Войкаро-Сыньинский массив.

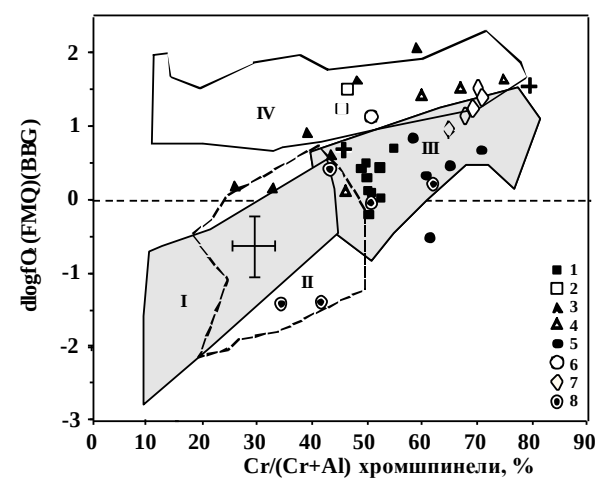


Рис. 4. Редокс-состояние дунит-гарцбургитовых комплексов Урала как функция хромистости

аксессуарной хромшпинели (степени частичного плавления).

1-2 - западный блок Кемпирсайского массива: 1 - гарцбургиты, 2 - метасоматические дуниты; 3-4 - Войкаро-Сыньинский массив: 3 - гарцбургиты, 4 - метасоматические дуниты; 5-7 - Алапаевский массив: 5 - дунит-гарцбургитовая серия западного блока, 6 - гарцбургиты восточного блока, 7 - метасоматические дуниты, 8 - дунит-гарцбургитовая серия Восточнотагильского массива. Поля, перидотиты: I - подконтинентальные [11], II - абиссальные [3], III - островодужные, IV - надсубдукционные [8-10].

4. Входящие в состав обоих комплексов дуниты имеют разную природу. Только в первом типе в благоприятных случаях степень частичного плавления может достигать образования дунитовых реститов и далее, вплоть до формирования магматогенных хромитит-дунитовых серий (юго-восточный блок Кемпирсайского массива). Во втором типе степень частичного плавления заканчивается гарцбургитами, а дуниты имеют вторичное, метасоматическое происхождение. Значительно реже метасоматические дуниты развиваются и по породам ДГЛС.

5. Известно, что наиболее чувствительным индикатором геодинамической обстановки формирования и становления ультрамафитов является их окислительно-восстановительное состояние. По мере увеличения летучести кислорода и степени деплетирования ультрамафиты образуют три частично перекрывающихся поля: подконтинентальные ультрамафиты – абиссальные перидотиты срединно-океанических хребтов – островодужные гарцбургиты и дуниты (рис. 4). Четвертое поле на рисунке с $d\log f_{O_2}$, по величине летучести кислорода существенно превышающей буфер FMQ, по мнению Паркинсона и Пирса [9], представлено наиболее окисленными надсубдукционными ультрамафитами, претерпевшими трансформацию под действием проникающих снизу окисляющих флюидов (расплавов).

Редокс-состояние ДГЛС существенно ниже задаваемого буфером FMQ. Характерной особенностью ДГЛС является обратная зависимость величины летучести кислорода и степени частичного плавления [1]. В противоположность ДГЛС, в офиолитовых гарцбургитах эта зависимость прямая (рис. 4). Полученные данные позволяют согласиться с утверждением И. Дилека о том, что офиолиты формируются в разнообразных тектонических обстановках [4]. Можно предполагать, что гарцбургиты Восточнотагильского массива образовались в срединно-океаническом хребте, гарцбургиты западных блоков Кемпирсайского и Алапаевского массивов формировались в обстановке задугового спрединга, гарцбургиты восточной части Войкаро-Сыньинского и восточного блока Алапаевского массивов – в обстановке преддужья. Во всех перечисленных массивах метасоматические дуниты и генетически связанные с ними глиноземистые (среднехромистые) хромитовые руды были сформированы в надсубдукционной обстановке.

Авторы благодарны Л.А. Софронову за содействие в опробовании месторождений хромитовых руд в Алапаевском массиве. Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 21 «Фундаментальные проблемы океанологии: физика, геология, биология, экология» и проекта № 12-П-5-2015 Программы Президиума РАН.

1. Чашухин И.С., Вотяков С.Л., Щапова Ю.В. Кристаллохимия хромшпинели и окситермобарометрия ультрамафитов складчатых областей. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2007. 310 с.

2. Barnes S.J., Roeder P.L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42, N 12. P. 2279-2302.

3 Bryndzia L.T., Wood B.J. Oxygen thermobarometry of abyssal spinel peridotites: the redox state and the C-O-H volatile composition of the earth's sub-oceanic mantle // Amer. J. Sci. 1990. V. 290. P. 1093-1116.

4. Dilek Y. Ophiolite concept and its evolution //Geological Society of America. Special Paper 373. 2003. 16 p.
5. Hellebrand E. Constraints on mantle melting from major and trace element systematics in residual abyssal peridotites. Dissertation zur Erlangung des Grades "Doktor der Naturwissenschaften" am Fachbereich Geowissenschaften der Johannes Gutenberg-Universität in Mainz. Mainz, 2001. 113 p.
6. Jackson E.D., Thayer T.P. Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and alpine peridotite-gabbro complexes //24th International Geological Congress. Section 2. 1972. P. 289-296.
7. Takazawa E, Frey F. A., Shimitzu N., Obata M. Whole rock compositional variations in an upper mantle peridotite (Horoman, Hokkaido, Japan): Are they consistent with a partial melting process? //Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. V. 64, N 4. P. 695-716.
8. Parkinson I.J., Arculus R.J. Redox state of subduction zones: insights from arc peridotites // Chem. Geol. 1999. V. 160. P. 409-423.
9. Parkinson I.J., Pearce J.A. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting // J. Petrol. 1998. V. 39. P. 1577-1618.
10. Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S.J. et al. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 139. P. 36–53.
11. Woodland A., Kornprobst J., Wood B. Oxygen thermobarometry of orogenic lherzolite massifs//J. Petrol. 1992. V. 33, Part 1. P. 203-230.

**ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОРОД И ПОЗИЦИЯ Cu-Ni-ЭПП
ОРУДЕНЕНИЯ В ГАББРОИДНЫХ МАССИВАХ ХР. ЦАГАН-ШИБЕТУ, С-З
МОНГОЛИЯ**

М.В. Черданцева, А.В. Вишневский, А.Э. Изох
Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
Россия, vishnevsky@igm.nsc.ru

**ROCKS COMPOSITION PECULIARITIES AND NI-CU-PGE
MINERALIZATION AT GABBROIC MASSIFS OF TSAGAAN-SHIVUUT RANGE,
NW MONGOLIA**

M.V. Cherdantseva, A.V. Vishnevskiy, A.E. Izokh
Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia
Institute of geology and mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia,
vishnevsky@igm.nsc.ru

Within the one of the Devonian gabbroic intrusions, located in Tsagaan-Shivuut ridge, we had discovered Cu-Ni-PGE sulphide mineralization. Intrusion is an elongated body measuring about 70 by 200 meters. We selected 10 samples across the long axis of the intrusion. Studies have shown a two-phase structure of the body, ore mineralization is confined to the second, more magnesian phase. The ore is represented by differentiated pyrrhotite-pentlandite-chalcopyrite sulfide droplets; the amount of sulfide reaches 5-7 vol. %. PGE minerals represented by merenskyite-moncheite solid solutions with a considerable admixture of Bi. Also found one grain of a typical composition corresponding to a composition close to stoichiometric (Pt,Ni)(Te,Bi)₃.

В хребте Цаган-Шибету, располагающемся в С-З Монголии, широко развиты разнообразные габброидные массивы раннедевонского возраста (см. Вишневский и др. в этом сборнике). В одном из пикритоидных интрузивов нами обнаружена вкрапленная Cu-Ni сульфидная минерализация с теллуридами ЭПГ, а само тело названо Рудным. Оно располагается в восточной части хребта в верховьях одного из правых притоков реки Шара-Хадны-Гол. Выходы пород массива располагаются на крутом склоне, но, тем не менее, плохо обнажены. Размер выхода приблизительно 70 на 200-300 метров. В строении Рудного тела нами выделены две фазы: первая - с низким содержанием MgO (мезократовые габбро с габброофитовой и пойкилоофитовой структурой), вторая - с более высоким содержанием MgO, характеризующаяся повышенным содержанием оливина, образующего кумулятивные структуры.

Для изучения строения интрузива был проведен пробоотбор в крест предполагаемого (субмеридионального) простираения тела. С запада на восток был отобран разрез с шагом 5-7 метров (10 образцов). Западная часть тела представлена породами первой фазы и имеет ясно выраженную зону закалки на контакте со сланцеватыми черновато-бурыми алевролитами. Закалочная часть представляет собой долерит с вкрапленниками плагиоклаза, клинопироксена, роговой обманки (возможно, псевдоморфозы), микродолеритовой и вариолитовой структурами основной массы. Далее по разрезу образцы с A102-11 по A106-11 характеризуются однородным минеральным составом и однотипной структурой. Они представлены оливинсодержащими среднезернистыми мезократовыми габбро с пойкилитовым клинопироксеном, размер кристаллов которого достигает 2 см (обр. A105-11). Структура пород габброофитовая и пойкилоофитовая. Оливин представлен субизометричными кристаллами размером до 2-3 мм, его содержание не превышает 15 об. %. Во всех образцах хорошо проявлена зональность плагиоклаза. Хромшпинелиды отмечаются в виде очень редких выделений в оливине.

Содержания основных петрогенных элементов в породах этой фазы варьируют в незначительных пределах. Для всех образцов характерно содержание MgO от 7,8 до 9,4 мас.%, при этом самый высокий показатель отмечается в долерите из зоны закалки (обр. A101-11), а самый низкий - в соседнем с ним образце A102-11. Образец A101-11, помимо того, отличается от остальных пород пониженной железистостью, наименьшим содержанием CaO, которое составляет 10,3 мас.%, и повышенным содержанием K₂O (0,75 мас.%). Среднее количество TiO₂ для пород первой фазы составляет 1,3 мас.%. Кроме того, характерны низкие значения содержаний Cr₂O₃ и NiO (0,03 и 0,02 мас.%, соответственно).

Между образцом A106-11 и A107-11 проходит граница между породами первой и второй фазы, её характер пока не выяснен. Образец A107-11 представлен меланократовым оливиновым габбро с содержанием MgO 22 мас.%. Он характеризуется кумулятивной структурой, образованной зернами оливина с большим количеством включений хромшпинелидов. Оливин образует крупные субизометричные слабоизмененные зерна размером 1-3 мм. Клинопироксен встречается в виде редких крупных, практически неизмененных зерен. Выше по разрезу от обр. A107-11 до A110-11 постепенно уменьшается количество оливина. В образце A108-11 часть его зерен образует необычные вытянутые кристаллы (к. удл. 4-5) со скелетным строением. Структура породы переходная от кумулятивной габбровой к габброофитовой. Как и в обр. A107-11, отмечается большое количество хромшпинелидов в оливине, хорошо выражена зональность плагиоклаза. Образцы A109-11 и A110-11 сильно изменены, и все минералы замещены вторичными продуктами, в образце A109-11 различимы лишь реликты габброофитовой структуры, образец A110-11 сохранен лучше, наблюдаются

реликты клинопироксена, и серпентин-карбонатные псевдоморфозы по оливину, который так же, как и в обр. A108-11 образовывал вытянутые скелетные кристаллы.

Эти породы, в отличие от первой фазы, весьма неоднородны по химическому составу, при этом их состав закономерно изменяется по разрезу (рис.): первый образец A107-11 имеет повышенные значения содержания MgO (22 мас.%) и Cr_2O_3 (0,24 мас.%), далее по разрезу до образца A110-11 отмечается постепенное уменьшение количества содержаний MgO (до 12,4 мас.%), Cr_2O_3 (до 0,09 мас.%), NiO (до 0,03 мас.%) и повышение значений TiO_2 (с 0,7 до 1,3 мас.%) и щелочных элементов (от 1,37 до 2,85 мас.%).

Образец A111-11, отобранный выше по склону, в 40 м. к югу от линии отбора проб, представляет наибольший интерес благодаря наличествующей в нем рудной минерализации. Он отличается от всех пород Рудного тела самым высоким содержанием Cr_2O_3 (0,44 мас.%) и NiO (0,49 мас.%). Содержание MgO в нем достигает 25 мас.%, а количество TiO_2 и K_2O очень низко (0,67 и 0,12 мас.% соответственно). В этом образце отмечается кумулятивная структура, образованная субизометричными зернами оливина, однако часть зерен представлена субпараллельно расположенными скелетными кристаллами с соотношением длины к ширине до 12-15. Клинопироксен и плагиоклаз образуют достаточно крупные, часто пойкилитовые зерна размером до 3-4 мм. Эти данные позволяют параллелизовать его с образцами разреза A107-11 и A108-11. Наблюдается закономерность в расположении минералов: скопления зерен клинопироксена, бурой роговая обманки и, иногда, биотита, в большинстве своем приурочены к краевым частям сульфидных капель. Содержание Cr_2O_3 составляет 0,44 мас. % - на порядок больше, чем в породах первой фазы и в 2 раза больше, чем в обр. A107-11. Это находит свое отражение в большом количестве Cr-шпинелидов, среди которых выделяется, по меньшей мере, три типа: первый тип - изометричные непрозрачные включения в зернах оливина, второй тип - полупрозрачные изометричные включения в нем же, и третий тип - скелетные и изометричные зерна в плагиоклазе и интерстициях между породообразующими минералами. Кроме того, наблюдается интересная особенность в распределении зерен хромшпинелидов - они полностью отсутствуют в силикатных каймах вокруг сульфидных капель шириной 0,5-1,5 мм.

Наиболее высокомагнезиальными породами второй фазы являются обр. A123-11 и A124-11 (содержание MgO 26,7 и 26,1 мас.%, соответственно), отобранные из осыпи в 100 метрах ниже по склону от линии разреза. Кроме того, в них отмечаются высокие содержания Cr_2O_3 (в среднем 0,33 мас.%), низкие - Al_2O_3 (10 и 9,7 мас.%) и TiO_2 (0,55 и

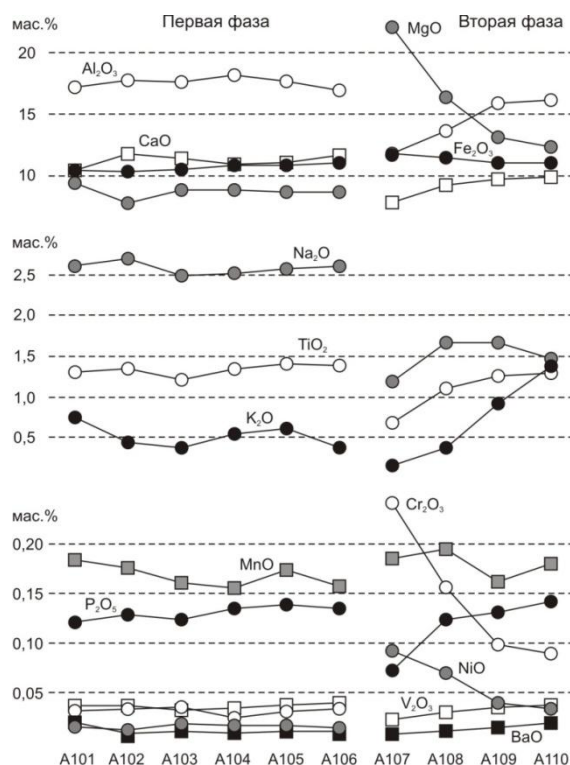


Рис. Вариации состава пород в первой и второй фазах Рудного массива

0,7 мас.%). Образцы A123-11 и A124-11 по составу наиболее схожи с обр. A107-11 и A111-11, однако отличаются еще более высокими значениями содержаний MgO. Оливин в обоих образцах образует кумулятивную структуру, но характерных для обр. A111-11 вытянутых скелетных кристаллов не встречается. Зерна хромшпинелидов образуют изометричные включения в оливине и плагиоклазе, иногда эти включения имеют скелетное строение. Образец A124-11 отличается, по сравнению с образцом A123-11, более высоким содержанием клинопироксена, который встречается в виде крупных редких выделений. По минеральному составу образец A123-11 можно отнести к троктолиту – количество клинопироксена составляет не более 5 об. %. Кроме того, в нем обнаружен мелкий ксенолит лейкократовой породы с ярко выраженной габброофитовой структурой. Границы между вмещающей породой и ксенолитом нерезкие, однако, его наличие позволяет сделать предположение, что образование высокомагнезиальной фазы было более поздним.

Мелкая рассеянная сульфидная минерализация проявлена в небольших количествах во всех породах второй фазы. Вкрапленные руды представлены сульфидами: пирротинном, халькопиритом и пентландитом, оксидами: хромшпинелидами, ильменитом и магнетитом. Крупные сульфидные капли, размером 3-30 мм, обнаруженные в образце A111-11, имеют более разнообразный минеральный состав и осложнены различными структурами распада твердых растворов. Во всех изученных каплях пирротин является преобладающей фазой, при этом он располагается преимущественно с одной из сторон капли. Центральная часть в основном сложена пентландитом, а сторона, противоположная выделениям пирротина, представлена халькопиритом. Халькопирит помимо крупных самостоятельных скоплений в таких каплях, заполняет трещины в пирротине и пентландите. В пирротине часто встречаются структуры распада, представляющие собой ламели второй генерации пентландита. Распад твердого раствора в халькопирите маркируется появлением крупных пластинчатых выделений кубанита. Более никелистые разновидности пентландита приурочены к краевым частям капель. Кроме того, пентландит второй генерации часто характеризуются зональным строением с чередованием богатых Ni и богатых Co зон. Хотя, в целом состав первичного пентландита в центре капель и пентландита в ламелях не отличается. А состав халькопирита и кубанита, согласно проведенным исследованиям, не зависит от структуры, генерации и расположения зерен в пределах капель.

При детальном изучении капель были обнаружены несколько субизометричных мелких (размером от 5 до 50 мкм) зерен минералов ЭПГ. Они встречаются преимущественно в краевых частях капель. Прослеживается взаимосвязь изменения состава МПГ в зависимости от минерала-хозяина: пирротина, халькопирита или пентландита. Зерна МПГ, располагающиеся в халькопирит-пирротинных сростаниях представлены мончеит-меренскиитовым твердым раствором с Pt/Pd соотношением, близким к 1 - $(\text{Pt}_{0.49}\text{Pd}_{0.48}\text{Ni}_{0.03}\text{Fe}_{0.02})_{1.02}(\text{Te}_{1.71}\text{Bi}_{0.26})_{1.97}$. В зернах МПГ, минералом-хозяином которых является пирротин, Pt/Pd соотношение уменьшается до 0,64-0,8 - $(\text{Pd}_{0.54}\text{Pt}_{0.43}\text{Ni}_{0.02}\text{Fe}_{0.03})_{1.02}(\text{Te}_{1.73}\text{Bi}_{0.23})_{1.96}$, - растет содержание меренскиитового компонента. И, наконец, минимальные величины Pt/Pd отношения в меренскиите (до 0,6) характерны для зерна, локализованного в массивном халькопирите $(\text{Pd}_{0.49}\text{Pt}_{0.29}\text{Ni}_{0.09}\text{Fe}_{0.05})_{0.92}(\text{Te}_{1.80}\text{Bi}_{0.23})_{2.03}$. В одной из сульфидных капель в тесной ассоциации с высоконикелистым пентландитом и халькопиритом обнаружено зерно Pt-Ni теллурида, отличающегося отсутствием в его составе палладия и присутствием небольшой примеси родия $(\text{Ni}_{0.43}\text{Pt}_{0.30}\text{Rh}_{0.02}\text{Fe}_{0.01})_{0.76}(\text{Te}_{1.93}\text{Bi}_{0.29})_{2.22}$. Многие исследователи, занимающиеся изучением твердых растворов меренскиит-мончеит-мелонит, отмечают, что фаз подобного состава в природе не встречаются, и, по всей

вероятности, существует лишь ограниченная смесимость между мелонитом и мончеитом. Возможно, в этом случае присутствие висмута позволило образоваться данной фазе. При пересчете состава на формульные единицы по схеме MX_2 проявляется сильная нестехиометричность состава, но так как отношение $(\text{Te}+\text{Bi})/(\text{Pt}+\text{Ni})$ равно 3,01, мы предполагаем возможность существования фазы $(\text{Pt,Ni})(\text{Te,Bi})_3$, и, при пересчете в этом случае, получаем формулу вида: $(\text{Ni}_{0.58}\text{Pt}_{0.41}\text{Rh}_{0.03}\text{Fe}_{0.02})_{1.04}(\text{Te}_{2.57}\text{Bi}_{0.39})_{2.96}$.

**РАННЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МОНЧЕГОРСКИЙ РАССЛОЕННЫЙ
МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫЙ КОМПЛЕКС В КОЛЬСКОМ РЕГИОНЕ:
ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ**

Е.В. Шарков, А.В. Чистяков

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и
геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия, sharkov@igem.ru*

**EARLY PALEOPROTEROZOIC MONCHEGORSKY LAYERED MAFIT-
ULTRAMAFITE LAYERED COMPLEX ON KOLA PENINSULA: GEOLOGY,
PETROLOGY AND METALLOGENY**

E.V. Sharkov, A.V. Chistyakov

*Institute of ore deposits geology, petrography, mineralogy and geochemistry (IGEM)
RAS, Moscow, Russia, sharkov@igem.ru*

Monchegorsky complex is one of the largest layered mafic-ultramafic intrusions on the Fennoscandian Shield. It is located in the centre of the Kola Peninsula and formed by two intrusions of different age: Monchegorsky pluton and Massif of the Main Ridge (Monche-Chuna-Volch'ikh-Losevych tundras) with ages of 2.5 and 2.46 Ga consequently. The both intrusions composed by alternation of dunite, harzburgite, bronzitite, norite, gabbro-norite and gabbro-anorthosite in different proportions. It was got in processes of tectono-magmatic reworking (2.0-1.9 Ga) in zone of Central-Kola Fault and now represent by collage of tectonic blocks. Monchegorsky complex is one of the largest ore cluster with PGE-Cu-Ni and Cr ore deposits in Russian Arctica and major part of PGE are found in metamorphosed rocks.

Классический Мончегорский расслоенный мафит-ультрамафитовый комплекс (МК) расположен в центре Кольского полуострова (рис. 1). Его изучение связано с именами А.Е. Ферсмана, Н.А. Елисеева, Е.К. Козлова, В.В. Шолохнева, В.Ф. Смолькина и многих других исследователей. Этот комплекс представляет собой один из крупнейших рудных узлов Российской Арктики и образован двумя крупными телами – Мончегорским никеленосным, платиноносным и хромитоносным плутоном и существенно габбровым массивом Главного хребта (Монче-Чуна-Волчьих-Лосевых тундр) [1 и библиография там].

Интрузивы Мончегорского комплекса близки по типу кумулатов, и образованы переслаиванием дунитов, гарцбургитов, бронзититов, норитов, габбро-норитов и анортозитов, однако они существенно различаются как своей кумулятивной стратиграфией, так и распространенностью конкретных разновидностей пород. Если для Мончеплутона характерны преимущественно ультрамафические кумулаты с преобладанием ортопироксенитов, то для массива Главного хребта – кумулаты основного состава при подчиненной роли ультрамафических пород, среди которых преобладают дуниты.

При близких в целом геохимических характеристиках пород, свидетельствующих об их происхождении за счет однотипных расплавов кремнеземистой высоко-Mg серии (КВМС), эти массивы заметно различаются по особенностям изотопных отношений Nd, что указывает на некоторые различия в составе плавившихся мантийных субстратов [1].

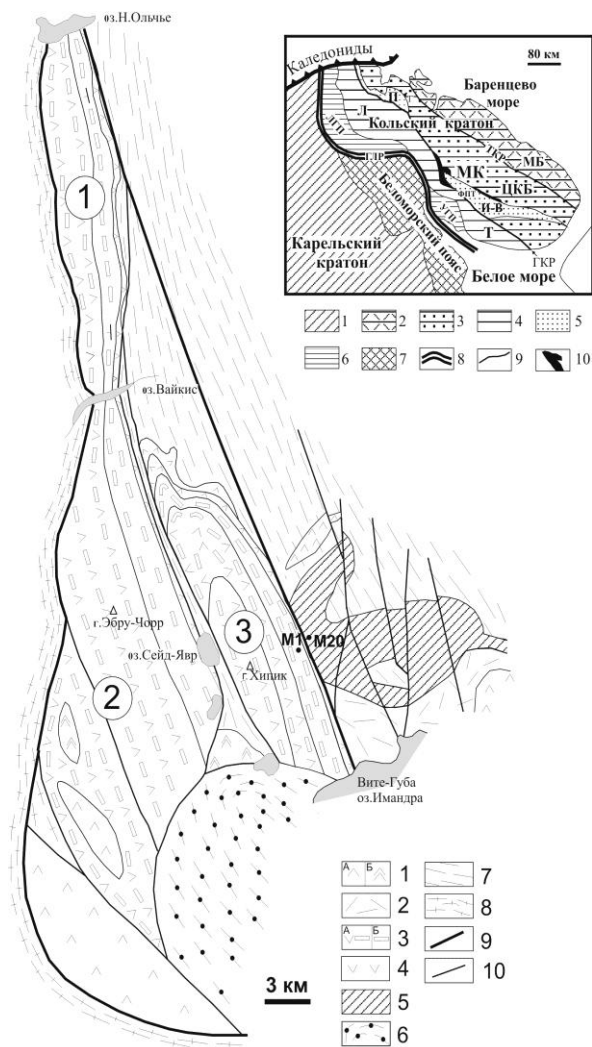


Рис. 1. Схема геологического строения Мончегорского комплекса (по [1]).

1 – Имандровский комплекс; 2 – палеопротерозойские вулканогенно-осадочные породы Имандра-Варзугской структуры; 3-4 – массив Главного хребта: 3а и 3б – к/з и трахитоидные габбронорит-анортозиты соответственно; 4 – габбро-нориты; 5 – Мончегорский pluton; 6 – супракрустальные породы позднего архея; 7 – диорито-гнейсы и гранулиты кольской серии архея; 8 – гнейсы и мигматиты Лоттинского блока; 9 – Мончетундровский разлом; 10 – разломы и надвиги. Цифрами обозначены: 1 – хребет Волчья Тундра; 2 – хребет Чуна-Тундра; 3 – хребет Мончетундра; М1 и М20 – положение структурных скважин.

Положение Мончегорского комплекса в главных тектонических структурах северо-восточной части Балтийского щита (врезка)

1 – Карельский кратон; 2-6 – Кольский кратон: 2 – Мурманский блок (МБ), 3 – Центрально-Кольский блок (ЦКБ), 4 – Терско-Лоттинский блок (Т и Л – Терский и Лоттинский фрагменты), 5 – Печенгско-Варзугский рифтогенный пояс (П и И-В – Печенгская и Имандра-Варзугская структуры, 6 – Лапландско-Умбинский гранулитовый пояс (ЛГП и УГП – Лапландский и Умбинский фрагменты); 7 – Беломорский подвижный пояс; 8 – среднепалеопротерозойский Главный Лапландский разлом (ГЛР); 9 – Титовско-Кейвский (ТКР) и Центрально-Кольский (ЦКР) разломы; 10 – раннепалеопротерозойские расслоенные интрузивы (МК – Мончегорский комплекс, ФПТ – Федорово-Панских тундр, Г – горы Генеральской).

МК представлял собой долгоживущий магматический центр, развивавшийся на протяжении около 50 млн.лет. При этом Мончегорский pluton, согласно изотопно-геохронологическим данным, формировался около 2.5 млрд. лет назад, а массив Главного хребта – около 2.46 млрд. лет назад [2]. При этом последний, по-видимому, интродировал затвердевший к тому времени Мончегорский pluton, и дунитовая линза в его западной части является фрагментом нижней зоны массива Главного хребта.

В среднем палеопротерозое (2.0-1.9 млрд. лет назад) МК попал в зону активности регионального Центрально-Кольского разлома и в настоящее время представляет собой коллаж из крупных тектонических блоков, метаморфизованных по краям в условиях от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций. Интенсивность структурно-метаморфической переработки пород уменьшается с запада на восток, от фронтальной

к тыловой части зоны разлома; Мончегорский плутон затронут деформациями и метаморфизмом в наименьшей степени и хорошо сохранился.

Южное обрамление Мончегорского плутона, вдоль его границы с палеопротерозойской Имандра-Варзугской рифтогенной структурой, сложено поясом сильно измененных расслоенных мафит-ультрамафитовых пород, часто характеризующихся псевдоморфным замещением пироксенов актинолитом, а плагиоклаза – соссюритом (участки предгорий горы Вуручайвенч, Морошкового озера и Южной Сопчи, рис. 2). Эти участки имеют двухчленный характер разреза: внизу – метаморфизованные образования собственно плутона и вверху – своеобразный комплекс линзовидно-расслоенных лейкократовых такситовых габброидов с автономной по отношению к собственно плутону структурой и богатым ЭПГ-оруденением; он выделен нами в качестве второй фазы Мончеплутона. Мы предполагаем, что изменение этих пород связано с надвиганием супракрустальных образований Имандра-Варзугского рифта на Мончеплутон, сопровождавшимся их совместным расланцеванием и метаморфизмом в условиях зеленосланцевой фации.

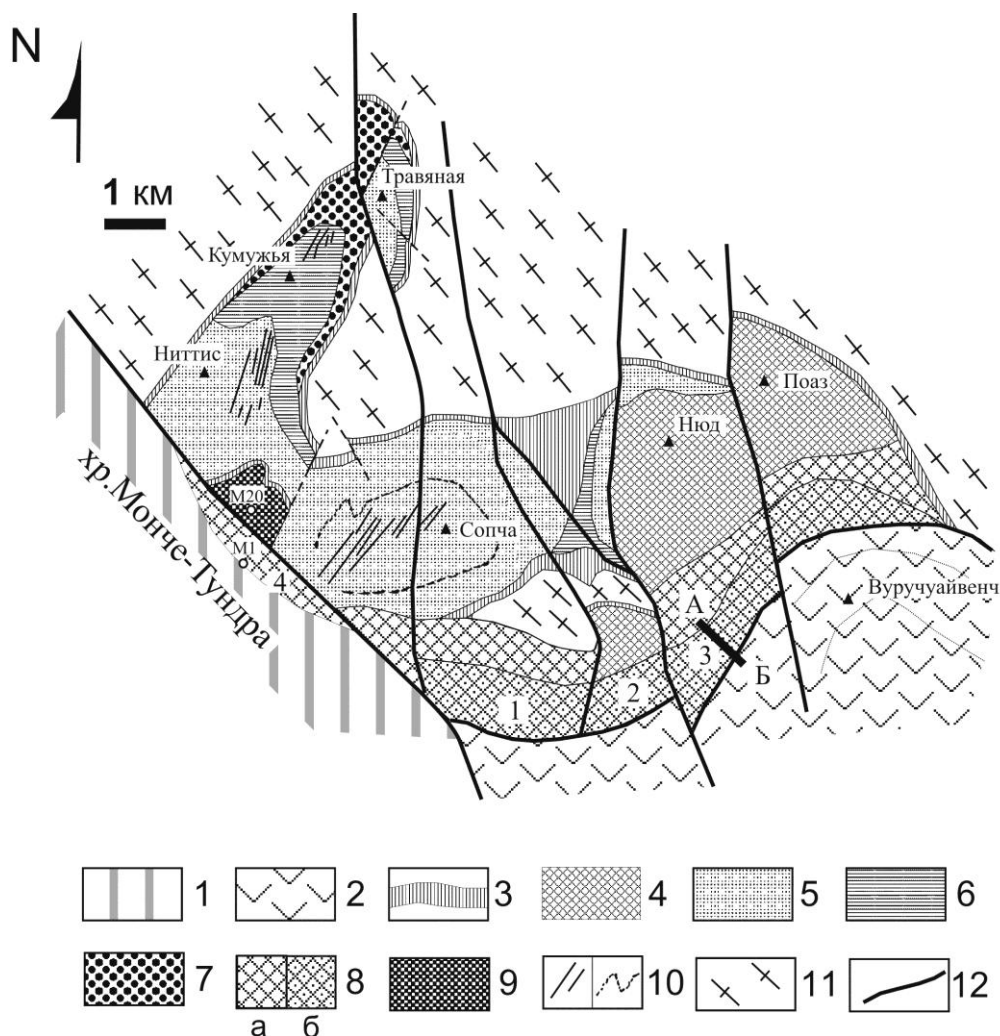


Рис. 2. Схема строения Мончегорского плутона.

1 – габбронориты и габбронорит-анортозиты массива Главного хребта. 2 – вулканогенно-осадочные комплексы Имандра-Варзугской структуры. 3-9 – образования Мончегорского плутона: 3 – краевая быстроохлажденная зона, 4 – $Pl+Orx\pm Srх$ кумулаты, 5 – $Orх$ кумулаты, 6 – ритмичное чередование $Orх$, $Orх+Ol\pm Cht$ и $Ol+Chr$ кумулатов, 7 – $Ol+Chr$ кумулаты, 8 – метаморфизованные породы южного обрамления Мончегорского плутона: а – породы плутона, б – породы второй фазы

плутона; 9 - дунитовая линза. 10 – сульфидное Cu-Ni оруденение (а – жилы сплошных сульфидов, б – вкрапленные руды «Рудного пласта Сопчи»). 11 – образования архейской рамы плутона: гранулиты кольской серии и эндрбиты (гиперстеновые диориты). 12 – тектонические нарушения. Участки измененных пород южного обрамления Мончеплутона с ЭПГ-минерализацией: 1 – Южносопчинский; 2 – Морошкового озера; 3 – предгорий горы Вуручайвенч; 4 – Восточно-Мончетундровский.

Различаются массивы комплекса и характером рудной минерализации – с Мончегорским плутоном связаны промышленные месторождения Cu-Ni сульфидов, сопровождаемые ЭПГ-минерализацией, а для массива Главного хребта типично только малосульфидное ЭПГ оруденение.

Промышленное месторождение хромитов расположено в дунитовой линзе в западной части Мончегорского плутона; тем не менее, его принадлежность к плутону дискуссионна, так как эта линза, скорее всего, является частью более молодого массива Главного хребта, секущего Мончеплутон.

Сингенетическая рудная минерализация в практически неизменном Мончегорском плутоне имеет четкую стратиграфическую привязку: к его Донной зоне приурочена Cu-Ni сульфидная прожилково-вкрапленная и шлировая минерализация (донная залежь); к самой нижней части Перидотитовой зоны – жильная медно-платиновая, а к самой Перидотитовой зоне – жилы сплошных медно-никелевых сульфидов, выклинивающихся как вниз, так и вверх по восстанию. Горизонт вкрапленного ЭПГ-Cu-Ni-оруденения (риф «Рудный пласт Сопчи») развит в средней части Пироксенитовой зоны. Первично-магматические минералы платиновых металлов (МПМ) представлены преимущественно сульфидами, теллуридами и висмутидами Pd и Pt.

Масштабы собственно платиновой минерализации в неизмененных породах главной фазы Мончегорского плутона невелики. Первично-магматические минералы платиновых металлов (МПМ) здесь представлены преимущественно сульфидами, теллуридами и висмутидами Pd и Pt [3, 4]. Богатая эпигенетическая малосульфидная ЭПГ-минерализация встречается только в измененных породах южного обрамления Мончеплутона; в отличие от сингенетической, среди МПМ здесь широким развитием пользуются арсениды, станниды, антимониды и селениды. Считается, что месторождения южного обрамления Мончеплутона представляли собой платиноносный риф [4, 5, 6]. Однако мы полагаем, что появление богатой малосульфидной ЭПГ-минерализации связано с попаданием первичных рудопроявлений в зону среднепалеопротерозойской тектоно-метаморфической переработки, что привело к понижению роли сульфидов из-за удаления из них серы в форме растворимого в воде SO₂ в процессе зеленосланцевого метаморфизма. Тогда же происходила ремобилизация и частичное переотложение Pd и Pt с появлением участков с их промышленными концентрациями. Иными словами, экономическая сингенетическая сульфидная Cu-Ni-ЭПГ-минерализация была связана с неизмененными породами, а богатая малосульфидная ЭПГ-минерализация – с сильно метаморфизованными разновидностями.

1. Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный Мир, 2006. 364 с.

2. Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Митрофанов Ф.П., Жавков В.А., Серов П.А. Мончетундровский базитовый массив Кольского региона: новые геологические и изотопно-возрастные данные // Докл. РАН. 2010. Т. 431, № 2. С. 216-222.

3. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. В 2-х частях. Под ред. Ф.П. Митрофанова и В.Ф. Смолькина. Апатиты: Кольский научный центр РАН, 2004. 177 и 177 с.

4. Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шолохнев В.В. и др. Рудная платинометальная минерализация в Мончегорском магматическом комплексе (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудн. месторождений. 2003. Т. 45, № 4. С. 329-352.

5. Рундквист Т.В., Припачкин П.В. К вопросу о геологическом строении и платиноносности восточной части Мончегорского плутона, Кольский полуостров // Руды и металлы. 2009. № 4. С. 15-24.

6. Кнауф В.В., Гусева Н.С. О новом рудно-формационном типе платинометальных руд в двучленных разрезах массивов южного обрамления Мончегорского расслоенного плутона. 2010 // <http://www.natires.com/obramlenie.pdf>

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ХРОМШПИНЕЛИДОВ ИЗ ПОРОД КАЛНИНСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНЫЙ САЯН)

А.Н. Юричев

Томский государственный университет, Томск, Россия, juratur@sibmail.com

PECULIARITIES OF MATERIAL COMPOSITION OF CHROMOSPINELIDES FROM ROCKS OF THE KALNINSKY MASSIF (WEST SAYAN)

A.N. Yurichev

Tomsk State University, Tomsk, Russia, juratur@sibmail.com

Features of chromospinelides of dunites and harzburgites of the Kalninsky ultramafic massif of Western Sayan are resulted. Tipomorfizm and chemical compound of minerals are shown. The resulted data allowed establishing the evolutionary direction of change of chemical composition of chromospinelides, which is determined by the conditions of their depletion in upper mantle and subsequent metamorphic transformations when moving and consolidation in crust. The mechanism of formation of chromite mineralization is offered.

Введение. Массивы ультрабазитов вызывают интерес геологов как с позиции генезиса, учитывая их мантийную природу образования и связь с ранними этапами развития складчатых сооружений, так и с позиции рудоносности. Ультраосновные породы являются источником рудных и нерудных полезных ископаемых – Au, ЭПГ, Ni, Cu, Cr, асбеста, драгоценных и поделочных камней. В связи с острым дефицитом легирующих добавок для черной металлургии в последние годы резко возрос интерес к изучению ультрабазитовых массивов как единственному источнику хрома.

Проявления хромовых руд в пределах Красноярского края известны на Енисейском кряже и Западном Саяне. Наиболее перспективным признан Амыльский хромитоносный район [1], в пределах которого располагается один из перспективных на хромиты Калнинский массив [2], являющийся объектом настоящего исследования.

В статье рассматриваются особенности вещественного состава хромшпинелидов из дунитов и гарцбургитов Калнинского массива с целью моделирования эволюции их структурно-вещественных преобразований.

Краткая геологическая характеристика Калнинского массива. Калнинский массив находится в северо-восточной части Западного Саяна в междуречье нижнего течения рр. Кална и Бесь, левых притоков р. Амыл; в геологическом отношении расположен в зоне сочленения Куртушибинского и Северо-Саянского офиолитовых поясов, сложенных осадочно-вулканогенными образованиями венда и нерасчлененного венд-кембрия [3]. В плане он имеет удлинненную форму, в виде овала размером 8×6 км, который ориентирован в широтном направлении и является тектоническим блоком, окруженным тектоническим серпентинитовым меланжем. Массив сложен

преимущественно метаморфическими ультрамафитами, которые представлены реститовыми породами дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса Куртушибинского офиолитового пояса.

Дуниты и гарцбургиты обычно имеют средне-, крупнозернистые структуры, нередко – грубозернистые. Они в различной степени подвержены пластическим деформациям, что выражается в появлении неоднородного погасания минералов, полос пластического излома и порфиорокlastезе, обусловленном синтетектонической рекристаллизацией. Среди дунитов Калнинского массива выявляются линейные тела полосчатых хромитов. Ограниченным распространением в массиве пользуются ортопироксениты и мелкие секущие дайкообразные тела габброидов.

Морфология хромшпинелидов. В гарцбургитах хромшпинелиды встречаются редко в виде единичных зерен и небольших скоплений. Их размер составляет 0,5-1 мм, иногда до 2 мм. Они имеют как ксеноморфную, так и эвгедральную, субизометричную форму и окрашены в красно-бурый цвет. Удлиненные индивиды вытягиваются согласно директивности породы.

Выявленные рудопроявления хромшпинелидов Калнинского массива приурочены в большинстве случаев к трещинам в дунитах, в связи с чем данные породы представляют наибольший металлогенический интерес. На желтых корочках выветривания в дунитах постоянно отмечается заметная акцессорная вкрапленность хромшпинелидов (до 5%, в рудных зонах их содержание возрастает), которые обычно представлены субизометричными и эвгедральными зернами (рис. 1, а), часто удлиненными эллипсоидальными с размерами примерно 0,5 мм, редко до 1,5-2 мм. Зерна окрашены в темно-бурый, красно-бурый цвет. При метаморфизме, что наблюдается достаточно редко, по краям зерен минералов выявляется черная кайма из непросвечивающего хроммагнетита (магнетита). Нередко зерна хромшпинелидов обнаруживают цепочечное и струйчатое расположение в северо-западном направлении согласно внутренней полосчатой структуре массива.

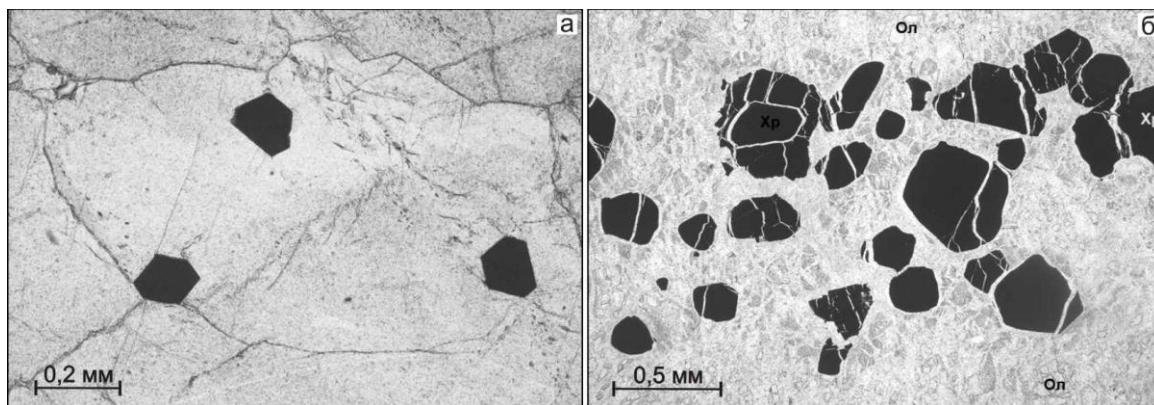


Рис. 1. Хромшпинелиевая минерализация в дунитах Калнинского массива: а) акцессорные зерна хромшпинелидов эвгедральной формы, обр. С-38-306,5; б) хромитовая жилка, обр. С-36-271. Хр – хромшпинелиды, Ол – серпентинизированный оливин.

Мелкие жилки хромшпинелидов в дунитах имеют вкрапленную структуру (рис. 1, б). Содержание зерен хромшпинелидов в них составляет до 60-70%, промежутки между которыми выполнены лизардитом с петельчатой структурой. Зерна хромшпинелидов здесь имеют субизометричную и неправильную форму. Часто они образуют «сросшиеся» агрегаты, в которых отчетливо различаются границы отдельных индивидов. Размер отдельных зерен хромшпинелидов составляет преимущественно от 1 до 2,5 мм.

В зонах оруденения количество хромшпинелидов существенно возрастает и может значительно варьировать от 10 до 50-70% с образованием от убоговкрапленных

до густовкрапленных руд. Зоны оруденения имеют линейное северо-западное простирание, их мощность, как правило, не превышает 10-15 м. Для них характерно полосчатое строение, обусловленное различной концентрацией хромшпинелидов в дунитовом субстрате. Ширина отдельных полосок обычно менее 10 см, нередко внутри них отмечается согласное директивное расположение как отдельных зерен хромшпинелидов, так и их агрегатов. Среди полосчатых вкрапленных рудных зон иногда встречаются маломощные жилки (до 1,5 см), полностью сложенные хромшпинелидами, которые обнаруживают как согласное, так и несогласное расположение с полосчатостью и, очевидно, являются более поздними образованиями.

Химизм хромшпинелидов. Химический состав акцессорных хромшпинелидов из дунитов и гарцбургитов Калнинского массива определялся, главным образом, методом микрозондового анализа в ГЕОХИ РАН (г. Москва) на микроанализаторе Camebax CX-100.

Проведенные исследования показывают, что все проанализированные хромшпинелиды характеризуются высокохромистым составом ($\text{Cr}_2\text{O}_3=51,17-63,94\%$) и в целом очень слабо метаморфизованы. В химическом составе постоянно отмечаются NiO (до 0,29%), CoO (до 0,15%), ZnO (до 0,35%) и V_2O_5 (до 0,27%).

Согласно классификационной диаграмме Н.В. Павлова [4], большая часть шпинелидов по химическому составу соответствует хромитам, в значительно меньшем количестве отмечаются алюмохромиты, субферриалюмохромиты и субферрихромиты (рис. 2). Аллюмохромиты и субферриаллюмохромиты, очевидно, являются более ранними и умеренно деплетированными разновидностями хромшпинелидов по отношению к хромитам и субферрихромитам, о чем свидетельствуют их более высокие значения глиноземистости и магнезиальности при более низкой хромистости. Для них характерны также относительно повышенные содержания TiO_2 и ZnO (табл.).

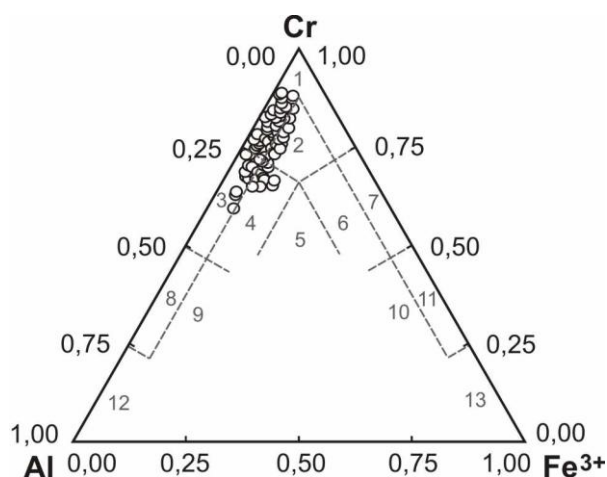


Рис. 2. Составы шпинелидов в породах Калнинского массива на классификационной диаграмме Н.В. Павлова [4]. Шпинелиды: 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферриаллюмохромит, 5 – ферриаллюмохромит, 6 – субаллюмоферрихромит, 7 – феррихромит, 8 – хромпикотит, 9 – субферрихромпикотит, 10 – субаллюмохроммагнетит, 11 – хроммагнетит, 12 – пикотит, 13 – магнетит.

Табл.

Средние составы хромшпинелидов из ультрамафитов Калнинского массива (мас. %)

CrSp	N	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	V_2O_3	FeO	Fe_2O_3	MnO	MgO	NiO	ZnO	CoO	Сумма	Mg#	Fe#	Cr#
1	326	0,12	8,35	59,88	0,15	17,29	3,19	0,31	10,22	0,07	0,09	0,07	99,81	0,51	0,49	0,83
2	12	0,13	8,99	55,44	0,18	19,10	6,08	0,34	9,27	0,10	0,07	0,07	100,03	0,46	0,54	0,81
3	29	0,18	13,72	53,72	0,17	17,63	3,51	0,29	10,66	0,06	0,11	0,06	100,17	0,52	0,48	0,72
4	7	0,16	13,10	52,27	0,17	17,56	5,57	0,34	10,54	0,09	0,10	0,07	100,01	0,52	0,48	0,73

Примечание. CrSp – хромшпинелиды: 1 – хромиты, 2 – субферрихромиты, 3 – алюмохромиты, 4 – субферриаллюмохромиты; N – количество анализов; $\text{Mg\#}=\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$; $\text{Fe\#}=\text{Fe}^{2+}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$; $\text{Cr\#}=\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$.

На рис. 2, 3 фигуративные точки составов хромшпинелидов образуют линейно вытянутый рой точек, через который можно провести эволюционный тренд, отражающий преобразование вещественного состава хромшпинелей в мантийных условиях, а также степень рестирования вмещающих их ультрамафитов. Увеличение степени рестирования сопровождается возрастанием хромистости и железистости при уменьшении глиноземистости и магниальности (рис. 3), что характерно для мантийных реститогенных ультрамафитов [5-6] и служит дополнительным свидетельством реститовой природы пород Калнинского массива.

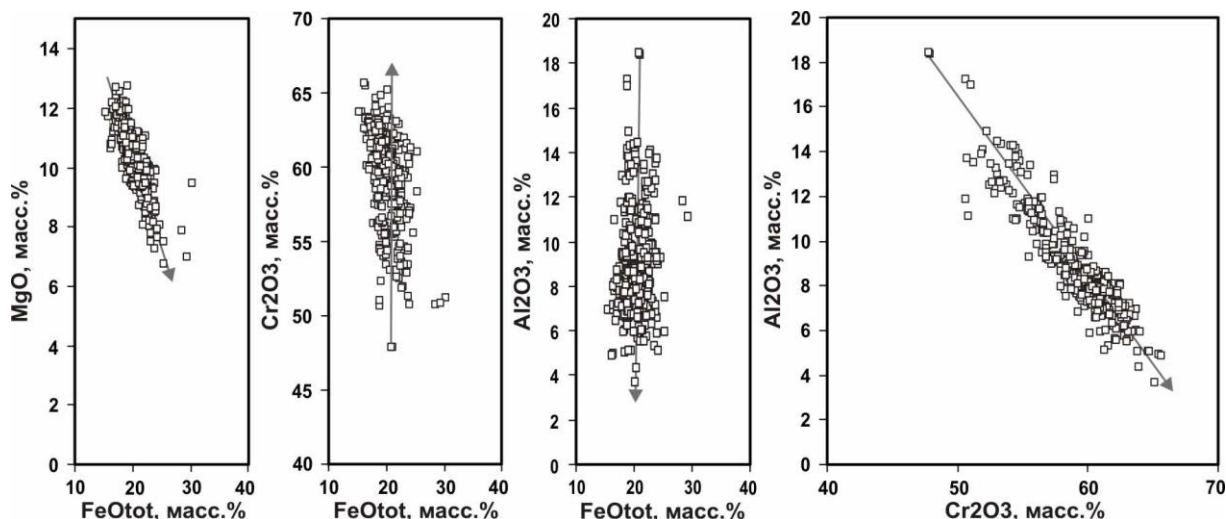


Рис. 3. Связь между содержанием Cr_2O_3 , Al_2O_3 , MgO и содержанием FeO_{tot} (общее) в шпинелях из пород Калнинского массива.

Выводы. Полученные результаты позволяют предположить, что в Калнинском массиве хромитовое оруденение представлено преимущественно вкрапленными рудами с широкими вариациями содержаний хромшпинелидов, которые обнаруживают эволюционный тренд составов, отражающий их вещественное преобразование в мантийных условиях. Существенное преобладание хромитов над другими хромшпинелидами, очевидно, указывает на высокую интенсивность деплетирования исходного мантийного вещества.

Формирование хромитового оруденения, по мнению автора, осуществлялось в дунитах в зонах интенсивного высокотемпературного пластического течения, вдоль полосчатости дунит-гарцбургитового субстрата массива. В процессе пластического течения происходила сегрегация хромшпинелидов в отдельные параллельные полосы, которая сопровождалась «выдавливанием» из них пластического оливина. В результате неравномерного «выдавливания» оливина сформировались хромитовые рудные образования от убоговкрапленных до густовкрапленных. На последующих стадиях в локальных участках наибольших деформаций сформировались маломощные мономинеральные хромитовые жилки с массивной текстурой, из которых оливин был полностью удален.

1. Зобов Н.Е., Корнев Т.Я. и др. Оценка перспектив выявления месторождений благородных металлов на территории Западного и Восточного Саяна. Красноярский край. Отчет, 2008ф.

2. Еханин Д.А. Геология и рудоносность Калнинского ультрабазитового массива: дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Красноярск, 2010. 112 с.

3. Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Офиолиты и ассоциирующие глаукофановые сланы Куртушибинского хребта (Западный Саян) // Геология и геофизика. 1976. № 2. С. 40-53.

4. Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Труды Геологического института РАН. 1949. Вып. 103. 91 с.

5. Dick H.J.B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 84. P. 54–76.

6. Перевозчиков Б.В. Особенности изучения хромитовосности альпинотипных гипербазитов. М.: Геоинформмарк, 1998. 47 с.

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ПРЕДОСТРОВОДУЖНЫХ ОФИОЛИТОВ

Р.М. Юркова, Б.И. Воронин

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия, bivrmrzb@mtu-net.ru

PETROLOGY AND GEODYNAMICS OF PRE ISLAND ARC OPHIOLITES BASIT-ULTRABASIT COMPLEXES

R.M. Yurkova, B.I. Voronin

Institute of oil and gas problems RAS, Moscow, Russia, bivrmrzb@mtu-net.ru

The paper discusses the evolution of ophiolite ultrabasic-basic banding complex in the Northwestern Pacific fringing. At the stage of discrete formation of banding complex in depth from 20-30 to 10-12 km formed different-temperature bimetasomatic layers: 1. apogabbro-norite ($T=900^{\circ}\text{C}$) composed with bronzite, diopside and the pargasitic hornblende; 2. apolherzolite ($T=550-700^{\circ}\text{C}$) typically comprising diopside, pargasitic hornblende, grossular, andradite and hertzsinite; 3. aposerpentinite, including antigorite, lizardite, pentlandite, chrome spinel. High-temperature mineral associations were formed due to polycyclic intrusion of basic (gabbro-noritic) magma to lherzolite, verlite and apodunite-harzburgerite serpentinite bands through the dyke channels, connected with uprising ophiolite diapir in the primitive island arc-trench transitional zone.

Исследования проводились в пределах северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана: Сахалин, Камчатка, Корякский хребет, о-в Карагинский, хр. Ширшова. Изучались все предостроводужные комплексы офиолитов (надсубдукционные) и пограничные вулканогенно-осадочные формации. Рассмотрены типичные палеодуги: 1) зрелая приматериковая (п-ов Мамет, готерив-баррем); 2) развитая приокеаническая (хр. Кумроч на Камчатке, кампан-палеоцен); 3) примитивная приокеаническая (Восточный Сахалин, альб-кампан, о-в Карагинский, маастрихт-палеоцен). Детальные комплексные исследования показали, что диапировые внедрения офиолитов приурочены к преддуговой зоне меловой примитивной палеодуги (Северный Сахалин) и выходят на поверхность на п-ове Шмидта [10]. Судя по данным аэромагнитной и гравиметрической съёмок, массив ультрабазитов п-ова Шмидта имеет почти вертикальное залегание и уходит корнями до верхней мантии. Продолжение диапира или колонны диапиров в акватории Охотского моря фиксируется зонами интенсивных (2000 гамм) положительных магнитных аномалий. С магнитной аномалией совпадает гравитационная аномалия в редукции Буге интенсивностью 88

мгк. Подъем офиолитовых диапиров связан с мантийной серпентизацией [10]. Серпентинитовые слои литосферной мантии на глубинах 40-50 км характеризуются пониженными скоростями прохождения продольных сейсмических волн: 7,8-7,9 км/с вместо 8,1-8,2 км/с в выше нижележащих слоях [1]. На глубине 40-50 км наблюдается резкое выполаживание зоны Заварицкого-Беньоффа, трассируемой очагами землетрясений [1]. В этой области проявлены силы растяжения и скольжения и, тем самым, предопределён срыв верхних частей литосферной мантии с подъемом диапира или диапиров флюидонасыщенных пластичных серпентинитов. В серпентинитовый диапир в результате адиабатического всплывания разогретого флюидонасыщенного пластичного глубинного вещества к поверхности, сопровождаемого декомпрессией и интенсивным плавлением при растяжении свода диапира, были интродуцированы разноглубинные магматические комплексы: лерцолитовый, ультрабазит-базитовый полосчатый, габброидный, дайковый, спилит-кератофировый, составляющие офиолитовую ассоциацию. Наиболее выразительными индикаторами подъема офиолитов послужили разноглубинные биметасоматические контактово-реакционные (при взаимодействии с серпентинитами) слои, которые возникали в различные стадии формирования офиолитов.

Индикаторами глубинной (30 км) серпентинизации служат контактово-реакционные биметасоматические высокотемпературные (900°C) слои: оливин (Fa=16,5%), бронзит (Fs=23%), диопсид (Fo=45%, Fs=9,0%, Wo=46%). Глубинные (20-22 км) биметасоматические слои отмечены на контакте серпентинитовых диапиров с предостроводужными коровыми комплексами Марианской примитивной дуги [13].

Формирование полосчатой серии пород происходило при полициклическом внедрении по дайкоподобным каналам основной габброноритовой магмы в лерцолитовые, верлитовые, аподунит-гарцбургитовые серпентинитовые полосы в условиях растяжения свода поднимающегося мантийного диапира. Предполагается динамическая кристаллизация магмы с образованием пироксенитов [11]. Интервалы глубин от 20-30 до 10-12 км. Лерцолиты, чередующиеся с габброноритами, верлитами и пироксенитами, в полосчатом комплексе сложены энстатитом (%: 88,0 En; 10,5 Fs; 1,5 Wo) или низкожелезистым бронзитом (%: 83,5 En; 16,0 Fs; 0,5 Wo), диопсидом (%: 46,0 En; 3,0 Fs; 51,0 Wo) и оливином. Оливин в породах полосчатого комплекса отличается от оливинов дунит-гарцбургитового комплекса более высоким содержанием фаялитовой молекулы (16,5%). Хромшпинелиды в лерцолитах (и верлитах) представлены низкохромистыми высокоалюминиевыми разностями $(\text{Mg}_{0,67}\text{Fe}^{2+}_{0,32})_{0,99}(\text{Al}_{1,61}\text{Cr}_{0,39})_{2,0}\text{O}_4$, отвечающими по составу плеонасту и плеонаст-цейлониту. Сходные по составу шпинель и энстатит содержатся в лерцолитах, драгированных в разломе Яп на продолжении Японского желоба [2]. В этих условиях были сформированы разнотемпературные биметасоматические слои: 1) апогабброноритовые (T=900°C), состоящие из бронзита, диопсида и паргаситовой роговой обманки; 2) аполерцолитовые (T=550-700°C), для которых характерны диопсид, паргаситовая роговая обманка, гроссуляр-андрадит, герцинит. Присутствие герцинита может свидетельствовать об условиях повышенных давлений. Апосерпентинитовые слои включают лизардит, пентландит, хромшпинелид. Габбронориты и пироксениты подверглись автотематоморфической амфиболитизации (T=700-800°C) с образованием в разных сочетаниях эденита, эденитовой, магнезиальной и чермакитовой роговых обманок, а также магнезиогастингсита.

Габбронориты медленно охлаждаемых магматических тел, экранированные серпентинитами в твердопластическом состоянии, были перекристаллизованы в условиях гранулитовой метаморфической фации (T=830-880°C). В результате возникли следующие ассоциации минералов: анортит, бронзит-гиперстен, диопсид-салит,

магнетит. Судя по ориентировке метаморфической полосчатости пород, расположению наложенных двойниковых полос, перекристаллизация габброноритов была стимулирована деформациями типа сдвига и скольжения, направленными вдоль контакта этих пород с ультрабазитами. Об экранировании свидетельствует малая степень наложенных минеральных преобразований перекристаллизованных габброноритов по сравнению с неперекрысталлизованными магматическими типами этих пород. Экранирование, по-видимому, кроме того, содействовало сохранению относительно низких значений изотопных отношений стронция в перекристаллизованных габброноритах (табл. 1). Эти значения выше верхнего предела отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в базальтах срединно-океанических хребтов и характерны для пород большинства современных островных дуг и активных континентальных окраин [9]. Разрушение ламелей диопсида при перекристаллизации бронзита привело к повышению роли катионов Са в плагиоклазах и Fe во вновь сформированных пироксенах. Эти тенденции могли быть усилены при контактово-реакционных взаимоотношениях с ультрабазитами. Для перекристаллизованных габброноритов характерна отчетливая отрицательная аномалия Eu, что может свидетельствовать об их некумулятивном генезисе. Для неперекрысталлизованных габброноритов устанавливается как положительная, так и отрицательная аномалии этого элемента [6].

Табл. 1.

Изотопный состав стронция в плагиоклазах габброноритов

Тип породы	магматический					метаморфический		
Состав плагио- клавов (%An) в исследованной в навеске*	85-88	85-88	83-92	92-94	92-94	95-100	95-100	95-100
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (± 0.00006 – 0.00010)	0.70446	0.70511	0.70493	0.70501	0.70503	0.70400	0.70393	0.70384
Содержание Eu, г/г	Не опр.	0,047	0,056	Не опр.	Не опр.	0,127	0,226	0,094

Примечание: *Фракция 0,1-0,05 мм весом 120-300 мг. Eu – по данным [2]. Анализы изотопного состава стронция выполнены в лаборатории абсолютного возраста ГИН РАН.

Стоит упомянуть для этих пород о соотношении содержаний европия и анортиновой молекулы в плагиоклазах. Намечающаяся зависимость может быть случайной. Сведения приводятся в порядке сбора данных (см. табл.1). В зонах локально повышенных температур ($T=700-800^{\circ}\text{C}$) и давлений ($P>5\text{кбар}$) полистадийно в условиях динамотермального метаморфизма были сформированы гранатовые амфиболиты и эклогитоподобные породы, горнблендиты, плагиоклазовые амфиболиты и бластомилониты в виде полосовидных и линзовидных тел, ориентированных субсогласно с полосчатостью. Для зон разлинзования внутри полосчатых комплексов характерны филлониты, в том числе гранатсодержащие, сформированные за счет гранатовых амфиболитов и эклогитоподобных пород. Порфиروبласты альмандина в филлонитах отличаются низким содержанием пироповой молекулы. Уменьшение содержаний пиропового минала в гранате по сравнению с исходными породами можно связать с его перекристаллизацией в условиях более низкотемпературного динамотермального метаморфизма. Анализ строения, состава и минеральных преобразований рассмотренных ультрабазит-базитовых комплексов свидетельствует об их магматическо-метаморфическом происхождении. При этом вскрывается полигенетическая природа полосчатых комплексов, в которых габбронориты являются образованиями, одновременными с лерцолитами и вмещающими их аподунит-

гарцбургитовыми серпентинитами. Габбронориты и лерцолиты внедрились в серпентиниты на разных уровнях глубинности (Р-Т-условий).

В этом смысле полосчатые комплексы можно расценивать как полигенные ультрабазит-базитовые плутоны [5]. Лерцолиты, исходя из состава шпинелей, могли быть закристаллизованы в условиях повышенных давлений. Если учесть температуру (950°C) равновесного образования орто- и клинопироксенов, рассчитанную по геотермометру Л.Л. Перчука [7], и исходить из границ устойчивости фации шпинелевых перидотитов, то формирование лерцолитов полосчатого комплекса можно предполагать на глубинах 30-55 км при давлениях 8-16 кбар [12]. Как было показано ранее, в этих условиях возможно существование серпентинитов [10]. Габбронориты по оценкам, приведенным ранее, были закристаллизованы при $T=880-925^{\circ}\text{C}$. Исходя из условий устойчивости плагиоклаз-пироксеновых парагенезисов, место их формирования определяется глубинами 20-30 км и давлениями до 7-8 кбар [3, 12]. Для достижения этих условий необходимо предположить протрудирование серпентинит-лерцолитовой ассоциации пород в более высокие уровни мантии и литосферы, возможно, происходившее одновременно с внедрением габброноритового расплава. Если опираться на альтернативную схему кристаллизации габброидных серий в восходящем потоке магмы в узких камерах-каналах с полибарическим фракционированием в присутствии водосодержащего флюида [8, 11], то внедрение магмы, сформировавшей габбронориты (и лерцолиты), можно представить по типу дайковых пакетов. Это представление согласуется с данными о встречных крутых падениях полосчатости и субсогласным с ней простиранием более поздних дайковых тел. Формирование полосчатости могло быть обусловлено внедрением дифференцированного расплава по типу “дайка в дайку” с образованием эндоконтактовых и высокотемпературных биметасоматических зон в виде относительно меланократовых тонких (1-1,5 см) полос. Для пород промежуточного состава (верлиты, пироксениты) на данном уровне изученности можно предполагать как высокотемпературное биметасоматическое, так и магматическое (в частности, динамическая кристаллизация из расплава) происхождение [11]. Формирование гранулитовых (перекристаллизованных) габброноритов, эклогитоподобных пород, высокотемпературных гранатовых и плагиоклазовых амфиболитов было связано с глубинным локальным постсолидным (800°C) динамометаморфизмом габброноритов и биметасоматических пород ультраосновного состава. Эти преобразования совпадали по времени с автотематоморфическими изменениями габброноритов в зонах, не затронутых воздействием интенсивных напряжений. Изменение условий локального динамотермального метаморфизма происходило от высокотемпературных (800°C) и высокобарических (15 кбар) до низкотемпературных субповерхностных (филлониты), что согласуется с концепцией протрузивно-диапирового становления офиолитовых ассоциаций [10].

1. Буало Г. Геология окраин континентов. М.: Мир, 1985. 155 с.
2. Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 259 с.
3. Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 229 с.
4. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С.336-456.
5. Леснов Ф.П. Петрохимия полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей. Новосибирск: Наука, 1986. 135 с.

6. Пейве А.А. Строение и структурное положение офиолитов Корякского хребта. М.: Наука, 1984. 99 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 393).
7. Перчук Л.Л. Сосуществующие минералы. Л.: Недра, 1971. 413 с.
8. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 242 с.
9. Шараськин А.Я. Строение и тектоно-магматическая эволюция дна Филиппинского моря // XXVII Междунар. геол. конгр. История и происхождение окраинных и внутренних морей: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 3. С. 44-56.
10. Юркова Р.М., Воронин Б.И. Подъем и преобразование мантийных углеводородных флюидов в связи с формированием офиолитового диапира // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2006. С. 56-67.
11. Irving A. Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in calcic basalts and implications for magmatic processes within the mantle // Amer. J. Sci. A. 1980. V. 280. P. 989-426.
12. O'Hara M.J. Mineral paragenesis in ultrabasic rocks // Ultramafic and related rocks. N.Y.: Blackwell, 1967. P. 393-408.
13. Maekawa H., Yamamoto K., Teruak J., Ueno T., Osada Y. Serpentinite seamounts and hydrated mantle wedge in the Izu-Bonin and Mariana forearc regions // Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo. 2001. V. 76. P. 355-366.

НОВЫЙ ^{190}Pt - ^4He МЕТОД ДАТИРОВАНИЯ САМОРОДНЫХ МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНЫ

О.В. Якубович^{1,2}, Ю.А. Шуколюков^{1,2}, А.Г. Мочалов¹, А.Б. Котов¹

¹Институт Геологии и Геохронологии Докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия, hekranne@gmail.com

²Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург, Россия, cubiko@mail.ru

NEW ^{190}Pt - ^4He METHOD OF DIRECT DATING OF NATIVE MINERALS OF PLATINUM

O.V. Yakubovich^{1,2}, Yu.A. Shukolyukov^{1,2}, A.G. Mochalov¹, A.B. Kotov¹

Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Sankt-Peterburg, Russia, hekranne@gmail.com

²*Sankt-Peterburg State University, Sankt-Peterburg, Russia, cubiko@mail.ru*

New ^{190}Pt - ^4He method is based on α -radioactivity of ^{190}Pt . Radiogenic helium in structures of native metals tend to form atomic clusters – “bubbles” of a nanometer size – therefore stability of ^{190}Pt - ^4He isotope system should be very high. To check the efficiency of the proposed ^{190}Pt - ^4He method of isotope geochronology, we studied independent mineral aggregates of isoferroplatinum from chromite-bearing dunites of Galmoenan plutonic complex (Koryak-Kamchatka belt, Russia), Konder massif (Khabarovsk district, Russia) and Ural-Alaskan complex of Fifield, Australia. Obtained data provide the ability of direct ^{190}Pt - ^4He dating of native platinum.

В основе нового ^{190}Pt - ^4He метода прямого изотопного датирования самородных минералов платины лежит α -распад природного изотопа ^{190}Pt , одним из стабильных продуктов которого является ^4He . По количеству накопленного за геологическую историю радиогенного гелия можно определить «гелиевый возраст» минерала. Гелий очень легко мигрирует из кристаллической решетки большинства породообразующих

минералов. Даже незначительное увеличение температуры (100-200°C) приводит к частичной или полной потере гелия минералом. Однако в самородных металлах, в частности в самородных минералах платины, миграция гелия существенно затруднена [1]. Ввиду особенностей строения электронной оболочки гелия, его растворимость в металлах крайне мала, поэтому первоначально растворенный в решетке гелий мигрирует к различного рода «стокам», дефектам, где образует атомные кластеры – пузырьки нанометрового размера. Миграция гелия из таких пузырьков требует очень высоких температур, близких к температуре плавления металла. При этом выделение гелия происходит резко, взрывообразно (рис.1). Такая форма нахождения гелия в самородных металлах делает маловероятными потери гелия в реальных геологических условиях при обычных, более низких температурах. Следовательно, сохранность радиогенного гелия в самородных минералах платины должна быть практически полной. Таким образом, имеется принципиальная возможность создания эффективного нового ^{190}Pt - ^4He геохронометра на основе природной радиоактивности платины в добавление к очень хорошо разработанному Pt-Os методу.

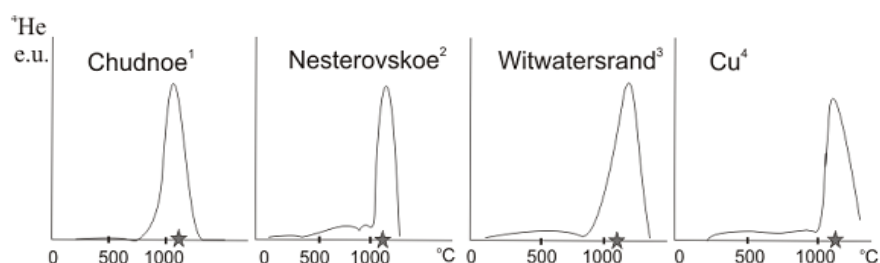


Рис.1. Кинетика выделения радиогенного гелия из самородных металлов: 1-3 - самородное золото: 1-месторождение Чудное, Полярный Урал, 2 – месторождение Нестеровское, Полярный Урал, 3 – месторождение Витватерсранд, ЮАР; 4- самородная медь, Чили.

Ядерно-физические основы ^{190}Pt - ^4He метода

Помимо ^{190}Pt , существует и другой естественный изотоп платины, способный к α -распаду – ^{192}Pt (табл. 1). Но период полураспада этого изотопа в 37000 раз больше, чем ^{192}Pt [2], а относительная распространенность только в 58 раз больше, чем ^{190}Pt .

Табл. 1.

Изотопный состав природной платины (в ат. %) [2-3]

Изотоп	^{190}Pt	^{192}Pt	^{194}Pt	^{195}Pt	^{196}Pt	^{198}Pt
Относительная распространенность, ат. %	0.01296	0.7819	32.861	33.776	25.210	7.356

Поэтому можно пренебречь накоплением в платине ^4He за счет радиоактивного распада ^{192}Pt . По такой же причине можно не учитывать α -распад радиогенного ^{186}Os в генерации радиогенного ^4He в платине.

В соответствии с законом радиоактивного распада концентрация радиогенного ^4He связана с концентрацией радиоактивного ^{190}Pt так:

$$^4\text{He}_{\text{Pt}} = ^{190}\text{Pt} \cdot \left(e^{\lambda_{190} \cdot t} - 1 \right) \quad (1)$$

$$t = \frac{1}{\lambda_{190}} \cdot \ln \left(\frac{{}^4\text{He}_{\text{Pt}}}{190P_{\text{Pt}}} + 1 \right) \quad (2)$$

Таким образом, процедура изотопного датирования по ${}^{190}\text{Pt}$ - ${}^4\text{He}$ изотопной системе принципиально чрезвычайно проста. Она сводится к определению концентрации радиогенного ${}^4\text{He}$ в датированном образце самородной платины. Конечно, необходимо оценивать и пробность платины, но с помощью современной техники это возможно производить достаточно эффективно.

Несколько усложнить применение Pt-He метода изотопной геохронологии могло бы присутствие урана и тория в платине, поскольку они также генерируют ${}^4\text{He}$. Однако теоретический расчет показывает, что только при концентрации урана более $(6\div 7) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г Pt}$ следует принимать во внимание генерацию ураногенного ${}^4\text{He}$ в добавление к концентрации платиногенного ${}^4\text{He}$.

Методика датирования

Для экстракции, очистки от посторонних газов и масс-спектрометрического определения концентрации радиогенного ${}^4\text{He}$ использован масс-спектрометрический комплекс MSUG-01-M (ЗАО СПЕКТРОН-АНАЛИТ, Санкт-Петербург, Россия) [1]. В настоящем исследовании ввиду высокой температуры плавления самородной платины был впервые в изотопной геохронологии предложен новый метод извлечения радиогенного ${}^4\text{He}$ из кристаллической структуры платины. Экстрактор для термодесорбции гелия не обеспечивал необходимую температуру в 1770°C без значительного усложнения его конструкции. Если для термодесорбции радиогенного гелия из чистой самородной платины требуется нагрев до точки ее плавления, то после добавления к исследуемому образцу нужного количества меди высокой чистоты гелий нацело выделяется при гораздо более низкой температуре (температура плавления платины понижалась до $\sim 1400^\circ\text{C}$, рис.2).

Для проверки эффективности предложенного ${}^{190}\text{Pt}$ - ${}^4\text{He}$ метода было предпринято датирование агрегатов изоферроплатины из трех массивов габбро-пироксенит-дунитовых Гальмознан и Фифильд и щелочно-ультраосновного Кондер.

Габбро-пироксенит-дунитовый массив Гальмознан входит в состав палеоостроводужного плутона Олюторского аккреционного комплекса Корякского нагорья. По геологическим данным, его образование происходило в позднемеловое–палеогеновое время, а известные датировки Sm-Nd, Rb-Sr, K-Ar и U-Pb возраста ультраосновных и основных пород варьируют в пределах от 60 до 101 млн. лет [4].

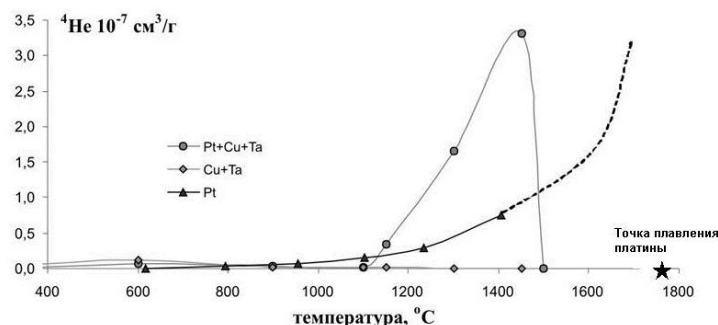


Рис.2. Понижение температуры термодесорбции радиогенного ${}^4\text{He}$ при сплавлении самородной платины с медью: $\blacktriangle$ – самородная платина, $\blacklozenge$ – холостой опыт (тигель из тантала, содержащий металлическую медь), $\bullet$ – самородная платина в танталовом тигле с добавленной металлической медью.

Были отобраны и исследованы минеральные агрегаты изоферроплатины флюидно-метаморфогенного иридисто-платинового $\text{Pt} > \text{Ir}$ типа из хромититов и

крупно-, среднекристаллических порфировкластических дунитов и магматогенно-флюидно-метасоматического осмисто-платинового Pt>Os типов из агрегатов с клинопироксеном [5].

Габбро-пироксенит-дунитовый массивы Фифильдского пояса (Новый Уэльс, Австралия) прорывают метаосадочные породы кембрия и ордовика. Считается, что Фифильдские плутоны внедрялись в течение девона и представлены дунитами, верлитами, клинопироксенитами, габброноритами и монцодиоритами. Известно несколько типов платиновой минерализации, ассоциирующей с этими комплексами [6]. Образцы изоферроплатины из россыпи Фифильдского пояса были выделены и любезно предоставлены доктором Франком Рейтхом (Университет Аделаиды) для геохронологического исследования.

Щелочно-ультраосновной массив Кондер расположен в пределах Батомгского геоблока Алданского щита. Массив сложен дунитами и оливиновыми пироксенитами кондерского комплекса (большинство исследователей полагают, что формирование магматических пород этого комплекса произошло в протерозое) и магматическими породами мезозойского алданского комплекса, представленными главным образом косьвитами, габбро, щелочными сиенитами, субщелочными диоритами и монцодиоритами [7]. Для геохронологических исследований были отобраны образцы изоферроплатины магматогенно-флюидно-метасоматического Pt типа из титаномagnetит-биотит-амфибол-клинопироксеновых метасоматитов и флюидно-метаморфогенного Pt>Ir типа из хромититов и среднекристаллических порфировкластических дунитов (центральная часть массива). В агрегатах изоферроплатины Pt>Ir типа и хромшпинелидах обнаружены включения эгирина, роговой обманки и флогопита, которые образовались за счет привнесенных в дуниты щелочных компонентов от магматических пород мезозойского алданского комплекса [8].

Результаты

Измеренные концентрации гелия и платины были использованы для построения ^{190}Pt - ^4He изохрон (рис 3). Видно, что изохроны пересекают начало координат. Это свидетельствует о хорошей воспроизводимости и надежности полученных результатов. По тангенсу угла наклона изохрон был рассчитан возраст. Для изоферроплатины массива Гальмознан полученное значения возраста составило 69 ± 4 млн. лет; из россыпи Фифильдского пояса - 373 ± 8 млн. лет; массива Кондер - 112 ± 7 млн. лет. Полученные значения возраста хорошо согласуются с независимыми геохронологическими данными.

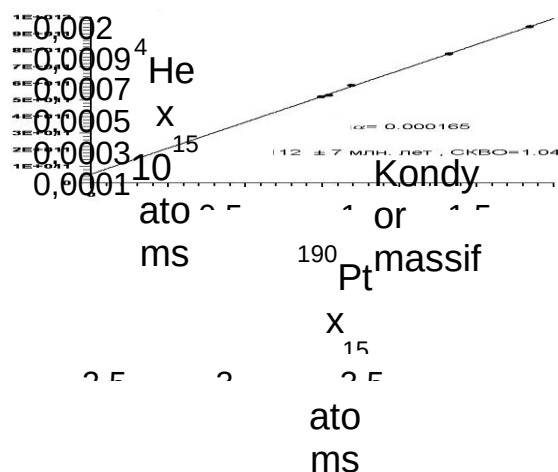
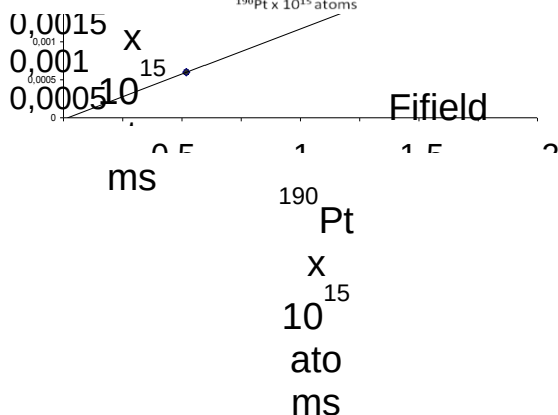
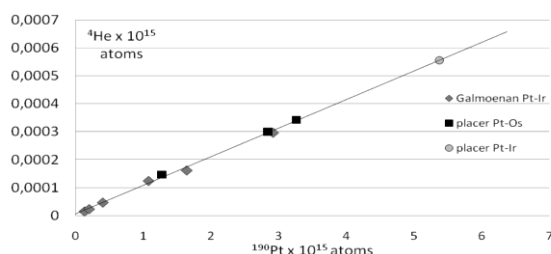


Рис.3. Полученные изохронны для изоферроплатины из массивов Гальмознан, Кондер и Фифильд.

Выводы

Предложен и теоретически обоснован новый ^{190}Pt - ^4He метод изотопной геохронологии. Методика определения возраста самородных минералов платины этим методом очень проста и обеспечивает быстрый результат. Полученные данные также показали возможность датирования платины из россыпи. Таким образом, метод также позволяет определять возможные источники россыпной платины.

Работа была выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 10-05-00321-а, №10-05-00030-а, 11-05-12046-офи-м-2011, № 11-05-12048-офи-м и Темплана НИР СПбГУ 3.31.590.2010.

1. Шуколюков Ю.А., Якубович О.В., Яковлева С.З., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю. Геотермохронология по благородным газам: III Миграция радиогенного гелия в кристаллической структуре самородных металлов и возможности их изотопного датирования // Петрология, 2012. Т. 20, № 1. С. 3-24

2. Berglund M., Wieser M.E. Isotopic compositions of the elements 2009 (IUPAC Technical Report). 2011. V. 83, № 2. P. 397-410.

3. Walker R.J., Morgan J.W., Nalldrett A.J., Li C., Fassett. Re-Os systematics of Ni-Cu sulfide ores, Sudbury Igneous Complex, Ontario: evidence for a major crustal component // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. V.105. P.416-429.

4. Корякско-Камчатский регион – новая платиноносная провинция России. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2002. 384 с.

5. Мочалов А.Г. Новый осмисто–платиновый минералого–геохимический тип зональных габбро–пироксенит–дунитовых массивов юга Корякского нагорья (Россия) // ДАН. 2009. Т. 426, № 2. С. 226–231.

6. The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements // Québec: Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum. 2002. Special. V. 54. 852 p.

7. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. М.: Наука, 1994. 170 с.

8. Мочалов А.Г. Россыпеобразующие формации минералов платиновой группы Дальнего Востока России // Рудные месторождения и процессы рудообразования. М.: ИГЕМ РАН, 2005. С. 367-386.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие

Абрамов Б.Н. О титаномagnetитовых рудах Кручининского месторождения (Восточное Забайкалье)

Амиржанов А.А. Реинтерпретация некоторых геодинамических построений

Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Мак-Нил Э., Бармина Г.С., Николаев Г.С. Сульфиды в базальтовых магмах: механизм растворения и моделирование несмесимости

Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В., Мак-Нил Э., Николаев Г.С., Костицын Ю.А., Кислов Е.В., Орсов Д.А. Довыренский интрузивный комплекс: геохимия, петрология и история сульфидного насыщения исходных магм

Базылев Б.А., Леднева Г.В., Ишиватари А., Кузьмин Д. Петрология, геохимия и обстановка формирования ультрамафит-мафитового комплекса бассейна руч. Луковый, Вельмайский террейн, Восточная Чукотка

Беляев Е.В. Минерогения базит-ультрабазитовых комплексов Северного Кавказа

Беляев Е.В., Месхи А.М., Романько Е.Ф. Металлогеническая специализация сиенит-габбровых плутонов

Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. Комбинированные дайки Западного Забайкалья: состав, петрогенезис

Вишневский А.В., Изох А.Э., Черданцева М.В., Поляков Г.В., Шелепаев Р.А. Раннедевонский ультрабазит-базитовый магматизм хребта Цаган-Шибету (Северо-Западная Монголия)

Ганелин А.В., Соколов С.Д., Лэйер П., Симонов В.А. Первые изотопные датировки плутонических пород Алучинского офиолитового комплекса (Западная Чукотка) и их геодинамические следствия

Glazunov O., Svirin G. Geochemistry and platinum potential of Tete gabbro complex (Mozambican belt, South Africa)

Гонгальский Б.И. U-Fe-Ti-V-PGE-Au-Ag-Cu месторождения Удокан-Чинейского района

Гурьянов В.А., Приходько В.С., Гвоздев В.И., Пересторонин А.Н., Петухова Л.Л. ЭПГ-Cu-Ni оруденение Кунманьенского комплекса малых интрузий (юго-восток Алдано-Станового щита)

Дамдинов Б.Б. Благороднометальная минерогения офиолитового комплекса Восточного Саяна

Дылыков Ч.В., Кислов Е.В. Перспективы небольших ультрамафитовых тел Северного Прибайкалья на медно-никелевое оруденение

Егоров К.Н., Андриященко Л.Г. Высокохромистые шпинелиды как поисковые индикаторные минералы осмистого иридия в ультрабазитовых комплексах Присаянья

Зинчук Н.Н. Некоторые особенности раннедокембрийского магматизма в связи с его алмазонасностью

Зинчук Н.Н. Об особенностях алмазов Тиманской складчатой области

Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н. Петрофизическая характеристика метаморфогенных месторождений алмазов

Иванов О.К. Систематика расслоенных (дифференцированных) интрузий

Калмыков Б.А., Трусов А.А. Особенности внутреннего строения ультрабазит-базитовых массивов Щучьинского синклинория по аэрогеофизическим данным

Киселева О.Н., Жмодик С.М., Агафонов Л.В. Хромитовые руды офиолитов Восточного Саяна (Оспинско-Китойский и Харанурский районы).

Кислов Е.В. Геолого-генетическая модель рифейских рифтогенных ультрамафит-мафитовых комплексов с платинометально-медно-никелевым оруденением

Курганская Е.В., Симонов В.А., Сафонова И.Ю., Ковязин С.В. Мафитовые дайки усть-семинской свиты в Катунской зоне Горного Алтая

Леднева Г.В., Базылев Б.А., Ишиватари А., Кононкова Н.Н., Соколов С.Д., Тихомиров П.Л., Новикова М.А. Геохимия и петрология пород анюйского плутонического комплекса границы перми-триаса-верхнего триаса Чукотки

Леснов Ф.П. Полихронные цирконы из пород Березовского мафит-ультрамафитового массива (Восточно-Сахалинская офиолитовая ассоциация): результаты детальных SHRIMP-IIU-Pb исследований

Леснов Ф.П., Чернышов А.И., Козьменко О.А., Николаева И.В., Палесский С.В. О соотношениях элементов платиновой группы и редкоземельных элементов в ультрамафитовых реститах из Шаманского массива (Восточное Забайкалье): первые данные

Малышев А.В. Условия формирования рифейских мафит-ультрамафитовых комплексов Западного Забайкалья

Мельников А.В., Савченко И.Ф. Базит-ультрабазитовые массивы Дамбукинского рудного района: благороднометальное оруденение и признаки глубинных углеводородов (Верхнее Приамурье)

Монгуш А.А. Вендские внутриплитные офиолитовые и островодужные магматические комплексы Тувы: тектоническая позиция, геодинамическая интерпретация

Мочалов А.Г. Модель развития генетических типов скоплений минералов платиновой группы габбро-пироксенит-дунитовых плутонических комплексов Корякского нагорья (Россия)

Мочалов А.Г., Дмитренко Г.Г. Редкие земли как индикаторы мантийного петрогенезиса и рудообразования дунит-гарцбургитового Красногорского массива (Корякское нагорье)

Николаев Г.С., Арискин А.А., Бармина Г.С. Численное моделирование равновесия хромшпинелид–расплав при давлениях до 15 кбар: программа SPINMELT-2.0 и её петрологические приложения

Пестерев Д.В. Петрографо-минералогические и петрохимические особенности Хальта-Удинского массива

Петухова Л.Л., Приходько В.С., Гурьянов В.А., Пересторонин А.Н. Особенности распределения Cu-Ni сульфидов в телах мафит-ультрамафитов Кун-Маньенского интрузивного комплекса (юго-восток Алдано-Станового щита)

Попов М.В. Оценка рудоносности гипербазитовых массивов участка «Центральный-1» Тукшинской площади на основе модели Кингашского месторождения (Восточный Саян, Красноярский край)

Ruban D.A. Focus and dynamics of the international research on ultramafic rocks: a bibliographical analysis

Рыборак М.В., Альбеков А.Ю. Петрология и минерогения позднеархейских высокомагнезиальных вулканитов Курской (КМА) гранит-зеленокаменной области (Центральная Россия)

Савельев Д.Е. Взаимосвязь состава акцессорных хромшпинелидов с современным положением ультрабазитов в структуре Южного Урала

Сафонова И.Ю., Зальтман Р., Сун М. Новый проект IGCP № 592: Образование континентальной коры Центральной Азии

Семенов В.Ю., Дамдинов Б.Б., Кислов Е.В. Петрографические особенности Хурай-Жалгинского платинометального рудопроявления в метаофиолитах Восточного Саяна

Симакин А.Г., Закревская О.Ю. Факторы сульфидно-магматического рудогенеза в зонах аккреции

Симонов В.А., Иванов К.С., Ступаков С.И., Ерохин Ю.В., Котляров А.В. Ультраосновные породы фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного осадочного бассейна

Симонов В.А., Приходько В.С., Агафонов Л.В., Котляров А.В., Ковязин С.В. Флюидный режим магматических систем, сформировавших Кондерский платиноносный концентрически-зональный массив (Сибирская платформа)

Скляр Е.В., Старикова А.Е., Канакин С.В., Лавренчук А.В. Пироксениты Тажеранского массива (Западное Прибайкалье): минералогия и генезис

Смолькин В.Ф. Классификация рудоносных магматических формаций, вмещающих Cu-Ni-Pt месторождения

Степашко А.А. К проблеме структуры литосферной мантии: вариации состава перидотитов из офиолитов юго-западного обрамления Сибирского кратона

Сушкин Л.Б. О металлогении Лантарского габбро-анортозитового массива (хребет Джугджур, Хабаровский край)

Татаринов А.В., Яловик Л.И. Рудообразующая благороднометалльная система рифей-вендского Курба-Витимского зеленокаменного пояса (Западное Забайкалье)

Трунилина В.А., Роев С.П. Ультрабазит-базитовые ассоциации Северо-Востока Верхояно-Колымской орогенной области

Уляшева Н.С. Сравнительная характеристика metabазитов харбейского и марункеуского комплексов Полярного Урала по петрохимическому составу

Фомин И.С., Николаев Г.С., Арискин А.А., Жаркова Е.В. Оценка окислительно-восстановительных условий и температур закрытия систем оливин-хромшпинелид для пород Йоко-Довыренского расслоенного интрузива

Хрусталева В.К. Ультрабазит-базитовые комплексы Монголо-Алтайской системы палеозой и их минерогения

Худякова Л.И., Войлошников О.В., Кислов Е.В. Перспективные технологии переработки магнийсиликатного сырья ультрамафит-мафитовых комплексов

Чашухин И.С., Вотяков С.Л. Дунит-гарцбургитовые комплексы Урала: петрохимия, минералогия, геохимия, редокс-состояние, хромитовосность

Черданцева М.В., Вишневский А.В., Изов А.Э. Особенности состава пород и позиция Cu-Ni-ЭПГ оруденения в габброидных массивах хр. Цаган-Шибегу, С-З Монголия

Шарков Е.В., Чистяков А.В. Раннепалеопротерозойский Мончегорский расслоенный мафит-ультрамафитовый комплекс в Кольском регионе: геология, петрология и рудоносность

Юричев А.Н. Особенности вещественного состава хромшпинелидов из пород Калнинского массива (Западный Саян)

Юркова Р.М., Воронин Б.И. Петрология и геодинамика ультрабазит-базитовых комплексов предостроводужных офиолитов

Якубович О.В., Шуколюков Ю.А., Мочалов А.Г., Котов А.Б. Новый ^{190}Pt - ^4He метод датирования самородных минералов платины

CONTENTS

- Foreword
- Abramov B.N.** About titanomagnetite ores of the Kruchininsky deposit (East Transbaikalia)
- Amirzhanov A.A.** Reinterpretation of some geodynamic constructions
- Ariskin A.A., Danyushevsky L.V., McNeill A., Barmina G.S., Nikolaev G.S.** Sulfides in basalt magmas: mechanism of dissolution and modeling of immiscibility
- Ariskin A.A., Konnikov E.G., Danyushevsky L.V., McNeill A., Nikolaev G.S., Kostitsyn Yu.A., Kislov E.V., Orsoev D.A.** The Dovyren Intrusive Complex: geochemistry, petrology, and the sulfide saturation history for parental magmas
- Bazylev B.A., Ledneva G.V., Ishiwatari A., Kuzmin D.** Petrology, geochemistry and geodynamic setting of the ultramafic-mafic complex of the Lukovyi Creek, the Vel'may terrane, Eastern Chukotka
- Belyaev E.V.** Minerageny of basite-ultrabasite complexes of the North Caucasus
- Belyaev E.V., Meskhi A.M., Romanko E.F.** Metallogenic specialization of sienite-gabbro plutones
- Burmakina G.N., Tsygankov A.A.** Composition dikes in the granitoids of West Transbaikalia –mingling of contrast composition magma evidence
- Vishnevskiy A.V., Izokh A.E., Cherdantseva M.V., Polyakov G.V., Shelepaev R.A.** Early Devonian basit-ultrabasit magmatism of Tsagaan-Shuvuut ridge (North-West Mongolia)
- Ganelin A.V., Sokolov S.D., Layer P., Simonov V.A.** The first isotopic dating of plutonic rocks of Aluchin ophiolites (Western Chukotka) and their geodynamic implications
- Glazunov O., Svirin G.** Geochemistry and platinum potential of Tete gabbro complex (Mozambican belt, South Africa)
- Gongalskiy B.I.** U-Fe-Ti-V-PGE-Au-Ag-Cu deposits of the Udokan–Chiney region
- Gur'yanov V.A., Prikhod'ko V.S., Gvozdev V.I., Perestoronin A.N., Petukhova L.L.** PGE-Cu-Ni mineralization of Kun-Man'yo complex of small intrusions (south-east of the Aldan-Stanovoi shield)
- Damdinov B.B.** Precious metal minerageny of the East Sayan ophiolitic complex
- Dylykov Ch.V., Kislov E.V.** The prospects of small ultramafic bodies of North Baikal region for nickel-copper mineralization
- Egorov K.N., Andrushchenko L.G.** High-chromium spinellids as searching indicator minerals Os-iridium in the Prisayan ultrabasic complexes
- Zinchuk N.N.** Some specific features of Early Precambrian magmatism in connection with its diamondiferousness
- Zinchuk N.N.** About specific features of the Timan folded area diamonds
- Zinchuk N.N., Zinchuk M.N.** Petrophysical characteristics of metamorphogenic diamond deposits
- Ivanov O.K.** Classification of the layered (differentiated) intrusions
- Kalmykov B.A., Trusov A.A.** Features of the internal structure of ultrabasite-mafic massifs within Schuchinsky synclinorium of airborne geophysical data
- Kiseleva O.N., Zhmodik S.M., Agafonov L.V.** Chromitite ores of East Sayan ophiolites (Ospinsko-Kitoyskiy and Haranurskiy areas)
- Kislov E.V.** Geological-genetic model of Rifean rift related mafic-ultramafic complexes with PGE-Ni-Cu mineralization
- Kurganskaya E.V., Simonov V.A., Safonova I.Yu., Kovyazin S.V.** Mafic dykes of the Ust'-Sema Formation in the Katun' zone of Gorny Altai
- Ledneva G.V., Bazylev B.A., Ishiwatari A., Kononkova N.N., Sokolov S.D., Tikhomorov P.L., Novikova M.A.** Permo-Triassic to Upper Triassic Anyui plutonic complex of Chukotka: geochemistry and petrology

Lesnov F.P. The polychronal zircons from rocks of the Berezovsky mafic-ultramafic massif (the East Sakhalin ophiolite association): results of detailed SHRIMP-II U-Pb studies

Lesnov F.P., Chernykhov A.I., Koz'menko O.A., Nikolaeva I.V., Paleskii S.V. On the relations of the platinum group elements and rare earth elements in ultramafic restites of the Shaman massif (Eastern Transbaikalia): the first data

Malyshev A.V. Conditions of formation of Rifei basic-ultrabasic intrusions of West Transbaikalia

Mel'nikov A.V., Savchenko I.F. Basite-ultrabasic massifs of Dambyki ore area: noble metals mineralization and signs of deep hydrocarbons

Mongush A.A. Neoproterozoic within-plate, ophiolite and island arc complexes of Tuva: tectonic position and geodynamic interpretation

Mochalov A.G. Model of evolution of genetic types of accumulation of platinum group minerals in gabbro-pyroxenite-dunite plutonic complexes of Koryak Highland (Russia)

Mochalov A.G., Dmitrenko G.G. Rare earth elements as indicators of mantle petrogenesis and ore formation of Krasnogorskiy dunite-harzburgite massif (Koryak Highland)

Nikolaev G.S., Ariskin A.A., Barmina G.S. Numerical modeling of chromian spinel – basaltic melt equilibrium at pressures up to 15 kbars: SPINMELT-2.0 and its petrological applications

Pesterev D.V. Petrographic, mineralogic and petrochemic features of Halta-Udinskiy intrusion

Petukhova L.L., Prihod'ko V.S., Gur'yanov V.A., Perestoronin A.N. Peculiarities of distributions of Cu-Ni sulfides in the rocks of the Kun-Manie intrusive complex (south-east of the Aldan-Stanovoy shield)

Popov M.V. Value of giperbasite massifs ore productivity at place «Central-1» of Tuksha area on the base of Kingash deposit model (Eastern Sayan, Krasnoyarsk kray)

Ruban D.A. Focus and dynamics of the international research on ultramafic rocks: a bibliographical analysis

Ryborak M.V., Albekov A.Yu. Petrology and minerageny of Late Archean high-magnesian vulcanite of the Kursk (KMA) granite-greenstone terrain (Central Russia)

Saveliev D.E. Correlation of composition of accessory spinels with present-day framework of ultrabasites in Southern Ural

Safonova I., Seltsmann R., Min Sun. New IGCP #592 Project: Continental construction in Central Asia

Semenov V.Yu., Damdinov B.B., Kislov E.V. Petrographical particularities of Huray-Zhalga PGE locality at metaophiolites, East Sayan

Simakin A.G., Zakrevskaya O.Yu. Factors of magmatic sulfides formation in accretion zones

Simonov V.A., Ivanov K.S., Stupakov S.I., Erokhin Yu.V., Kotlyarov A.V. Ultrabasic rocks from the basement of Western-Siberian oil-and-gas sedimentary basin

Simonov V.A., Prihod'ko V.S., Agafonov L.V., Kotlyarov A.V., Kovyazin S.V. Fluid regime of magmatic systems, forming the Konder platinum-bearing concentric-zoning massif (Siberian Platform)

Sklyarov E.V., Starikova A.E., Kanakin S.V., Lavrenchuk A.V. Pyroxenites of the Tazheran massif (West Baikal Area): mineralogy and genesis

Smolkin V.F. Classification of ore-bearing magmatic formations related to Cu-Ni-Pt deposits

Stepashko A.A. Considering the structure of the lithospheric mantle: petrochemical variations of the ophiolitic ultrabasites on the SW edge of the North-Asian craton

Sushkin L.B. On metallogeny of Lantarsky gabbro-anorthosite massif (Dzhugdzhur range, Khabarovsk Territory)

Tatarinov A.V., Yalovik L.I. Noble metals ore-forming system of Rifey-Vend Kurba-Vitim greenstone belt (Western Transbaikalia)

Trunilina V.A., Roev S.P. Ultrabasite-basite associations of northeast of Verkhoyansk-Kolyma folded region

Ulyasheva N.S. Comparison of metabasites of the Harbey and Marunkeu Polar Urals complexes on a petrochemical composition

Fomin I.S., Nikolaev G.S., Ariskin A.A., Zharkova E.V. Estimate of redox conditions and olivine-spinel systems closing temperatures for the Yoko-Dovyren layered intrusion rocks

Khrustalev V.K. Basit-ultrabasit complexes of Mongol-Altay system of Paleozoid and its minerageny

Khudiyakova L.I., Voyloshnikov O.V., Kislov E.V. Perspective technology of magnesium-silicate resources ultramafit-mafit complex reprocessing

Chashchukhin I.S., Votyakov S.L. The dunite-harzburgite complexes of the Urals: petrochemistry, mineralogy, geochemistry, redox state, chromite-bearing

Cherdantseva M.V., Vishnevskiy A.V., Izokh A.E. Rocks composition peculiarities and Ni-Cu-PGE mineralization at gabbroic massifs of Tsagaan-Shivuut range, NW Mongolia

Sharkov E.V., Chistyakov A.V. Early Paleoproterozoic Monchegorsky layered mafit-ultramafite layered complex on Kola Peninsula: geology, petrology and metallogeny

Yurichev A.N. Peculiarities of material composition of chromospinelides from rocks of the Kalninsky massif (West Sayan)

Yurkova R.M., Voronin B.I. Petrology and geodynamics of pre island arc ophiolites basit-ultrabasit complexes

Yakubovich O.V., Shukolyukov Yu.A., Mochalov A.G., Kotov A.B. New ^{190}Pt - ^4He method of direct dating of native minerals of platinum

Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и их минерогения

Материалы IV международной конференции и
III молодежной школы-семинара

Научное издание

Утверждено к печати ученым советом Геологического института СО РАН

Статьи печатаются в авторской редакции

Подписано в печать 02.08.2012. Формат 60×84 1/8
Печать офсетная. Бумага офсетная. Гарнитура Таймс.
Усл. печ. л. 30. Уч.-изд. л. 30.
Тираж 150. Заказ №.

Издатель: ООО «Издательский дом «ЭКОС»
670000, г. Улан-Удэ, ул. Каландаришвили, 23, оф. 24, тел. (3012)21-48-89.

Отпечатано в типографии...

