

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

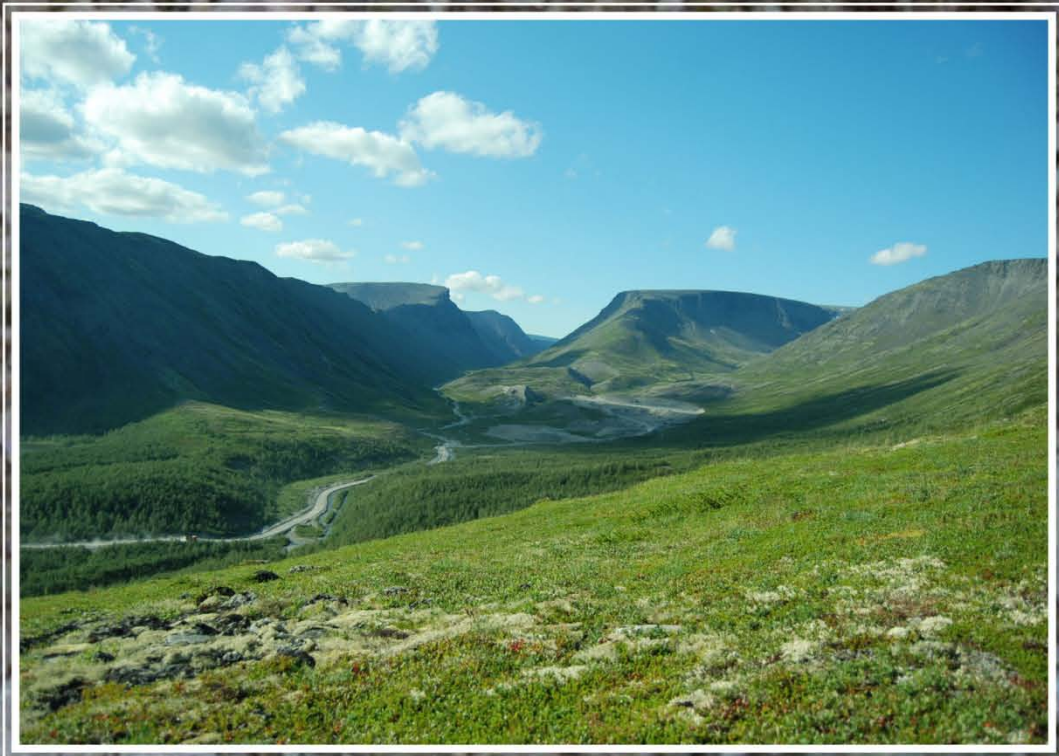
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ

РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ КОЛЬСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

КОЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РМО

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ И РУДНЫХ ПРОЦЕССОВ В КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ЦИТАХ



Всероссийская (с международным участием) конференция
Апатиты, 8-12 июля 2013 г.

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ КОЛЬСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
КОЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РМО

**ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ
И РУДНЫХ ПРОЦЕССОВ В КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ЩИТАХ**



Материалы Всероссийской (с международным участием) конференции
Апатиты, 8-12 июля 2013 г.

Апатиты, 2013

УДК 551+550.93
ISSN 978-5-902643-20-3

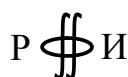
Геология и геохронология породообразующих и рудных процессов в кристаллических щитах: Материалы Всероссийской (с международным участием) конференции. Апатиты, 8-12 июля 2013 г. / Ред. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. – Апатиты: Изд-во К & М, 2013. – 207 с.

В сборнике представлены статьи по материалам докладов на Всероссийской (с международным участием) конференции по геолого-геохронологическому изучению рудных и породообразующих процессов кристаллических щитов. Проблемы изучения геологии и геохронологического датирования породообразующих и рудных процессов в кристаллических щитах мира являются приоритетными для геологического сообщества. В научной конференции принимают участие геологи академических, вузовских и производственных организаций. Предусмотрено участие в конференции научной и студенческой молодёжи. В целом проведение научной сессии способствует решению важной научной проблемы эволюции земной коры и формирования месторождений в кристаллических щитах.

Научные редакторы: Ф.П. Митрофанов, Т.Б. Баянова
Компьютерный дизайн: Л.Д. Чистякова, Н.А. Мансурова, Е.В. Макарова

Все статьи в сборнике представлены в оригинальном авторском содержании и форме.

Электронная версия: <http://geoksc.apatity.ru>



Всероссийская (с международным участием) конференция «Геология и геохронология породообразующих и рудных процессов в кристаллических щитах» проводится при финансовой поддержке гранта РФФИ 13-05-06030/13 и Отделения наук о Земле (ОНЗ РАН).

- © Коллектив авторов, 2013
- © Отделение наук о Земле, 2013
- © Российский фонд фундаментальных исследований, 2013
- © Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Кольского научного центра Российской академии наук, 2013
- © Российское минералогическое общество, Кольское отделение, 2013

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
DEPARTMENT OF EARTH SCIENCES
RUSSIAN FOUNDATION FOR BASIC RESEARCH
FEDERAL STATE BUDGETARY RESEARCH INSTITUTION
GEOLOGICAL INSTITUTE OF THE KOLA SCIENCE CENTER
OF THE RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
KOLA BRANCH OF THE RUSSIAN MINERALOGICAL SOCIETY

**GEOLOGY AND GEOCHRONOLOGY OF THE ROCK-FORMING
AND ORE PROCESSES IN CRYSTALLINE SHIELDS**



Proceedings of the All-Russian (with International participation) Conference
Apatity, 8-12 July, 2013

Apatity, 2013

УДК 551+550.93
ISSN 978-5-902643-20-3

Geology and geochronology of the rock-forming and ore processes in crystalline shields: Proceedings of the All-Russian (with International participation) Conference. Apatity, 8-12 July, 2013. Edit. Mitrofanov F.P., Bayanova T.B. – Apatity: Editorian board K & M, 2013. – 207 c.

Conference are devoted to study much wide geology-geochronology investigations of ore and rock-forming processes on crystalline shields. Problems of the study of geology and geochronological dating of rock-forming and ore processes in crystalline shields are a priority for the world geological community. The scientific conference will bring together academic geologists, university and industrial organizations and students. In general, the scientific sessions will contribute to solving important fundamental problems of the evolution of the crust and the formation of deposits in the crystalline shields.

Scientific Editors: F.P. Mitrofanov, T.B. Bayanova
Computer design: L.D. Chistyakova, N.A. Mansurova, E.V. Makarova

Electronic version: <http://geoksc.apatity.ru>

Russian with International participation conference « Geology and geochronology of the rock-forming and ore processes in crystalline shields » are supported by RFBR (grant 13-05-06036/13) and Department of Earth Sciences.

© Authors group, 2013
© Department of Earth Sciences, 2013
© Russian Foundation for Basic Research, 2013
© Federal State Budgetary Research Institution Geological Institute of the Kola Science Center of the Russian Academy of Sciences, 2013
© Kola Branch of the Russian Mineralogical Society, 2013

ПРЕДИСЛОВИЕ

Всероссийская (с международным участием) конференция «Геология и геохронология породообразующих и рудных процессов в кристаллических щитах», проводится 8-12 июля 2013 г. в г. Апатиты Мурманской области Геологическим институтом Кольского научного центра РАН, Отделением наук о Земле РАН, Российским фондом фундаментальных исследований, Кольским отделением Российского минералогического общества. Эта конференция продолжает серию мероприятий такого же научного профиля, организованных в последние годы Научным советом по проблемам геохимии и Научным советом по проблемам геологии докембрия ОНЗ РАН. Её особенностью является более региональный характер представленных докладов, комплексность обсуждения согласованности геологических и изотопных данных, что несомненно должно улучшить наше понимание общей последовательности формирования и генезиса конкретных геологических тел, в том числе месторождений и рудопроявлений.

В последние годы внимание многих исследователей сосредоточено на новой проблеме плюмовых процессов, их геодинамики, петрологии, мультиметальной металлогении и пр. Особый интерес вызывают также проблемы раннедокембрийских процессов эклогитизации. Им посвящён целый ряд докладов, имеющих взаимно дискуссионный характер.

В настоящее время основным российским производителем изотопно-возрастных и изотопно-петрологических данных является Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, использующий группу современных аналитических приборов (SHRIMP-II и др.) и изотопных методик. Важнейшей задачей сейчас должен быть выбор метода или согласующихся методов для корректного решения конкретного возрастного, генетического или иного вопроса. В некоторых представленных на конференции докладах это уже делается.

На конференции предполагается заслушать и обсудить около 90 научных докладов, авторами которых являются более 150 специалистов, научных работников, преподавателей, аспирантов, студентов. Авторы представляют геологические организации из 13 зарубежных стран: Австралия, Азербайджан, Болгария, Бразилия, Казахстан, Китай, Норвегия, Польша, Таджикистан, Турция, Узбекистан, Украина, Эстония и многих городов России.

Конференция проводится при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (13-05-06030/13), Отделения наук о Земле РАН, Геологического института КНЦ РАН.

Оргкомитет искренне благодарит всех исследователей, которые представили свои статьи в этот сборник и желает всем участникам удачных выступлений, плодотворной работы, интересных встреч и дискуссий, а также познавательных геологических экскурсий.

Оргкомитет Всероссийской (с международным участием) конференции
«Геология и геохронология породообразующих и рудных процессов в кристаллических щитах»

**ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ КОЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ:
ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОГРАНИЧЕНИЯ**

Арзамасцев А.А.¹, Фу-Ян Ву², Арзамасцева Л.В.¹

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, arzamas@ipgg.ru

² Институт геологии и геофизики Китайской Академии наук, Пекин, wufuyuan@mail.igcas.ac.cn

**EVOLUTION OF THE PALEOZOIC MAGMATIC SERIES OF THE KOLA PROVINCE:
GEOCHRONOLOGICAL AND GEOCHEMICAL CONSTRAINTS**

Arzamastsev A.A.¹, Fu-Yuan Wu², Arzamastseva L.V.¹

¹ Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, St. Petersburg

² Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing

Исследования магматизма Кольского региона, проведенные в последнее время, позволили расширить интервал проявления палеозойского этапа магматизма на Фенноскандинавском щите, который определялся ранее в интервале 380-360 млн. лет (Kramm et al., 1993; Kramm and Kogarko, 1994). Более древние возрасты (405-390 млн. лет) были получены для субщелочных ультрамафитов из располагающегося вблизи Ловозера массива Курга (Арзамасцев и др., 1999), а также толеитовых даек Баренцевоморского побережья Кольского полуострова (Арзамасцев и др. 2009). Основной объем проявлений представлен щелочно-ультраосновными массивами, которые, как известно, представляют собой многофазные образования, сложенные оливинитами, пироксенитами, мелилитолами, фойдолитами, карбонатитами и т.д. Проблемой, актуальность которой возрастает по мере накопления изотопных данных, является определение степени участия и природы изотопных источников, участвовавших в формировании щелочной провинции.

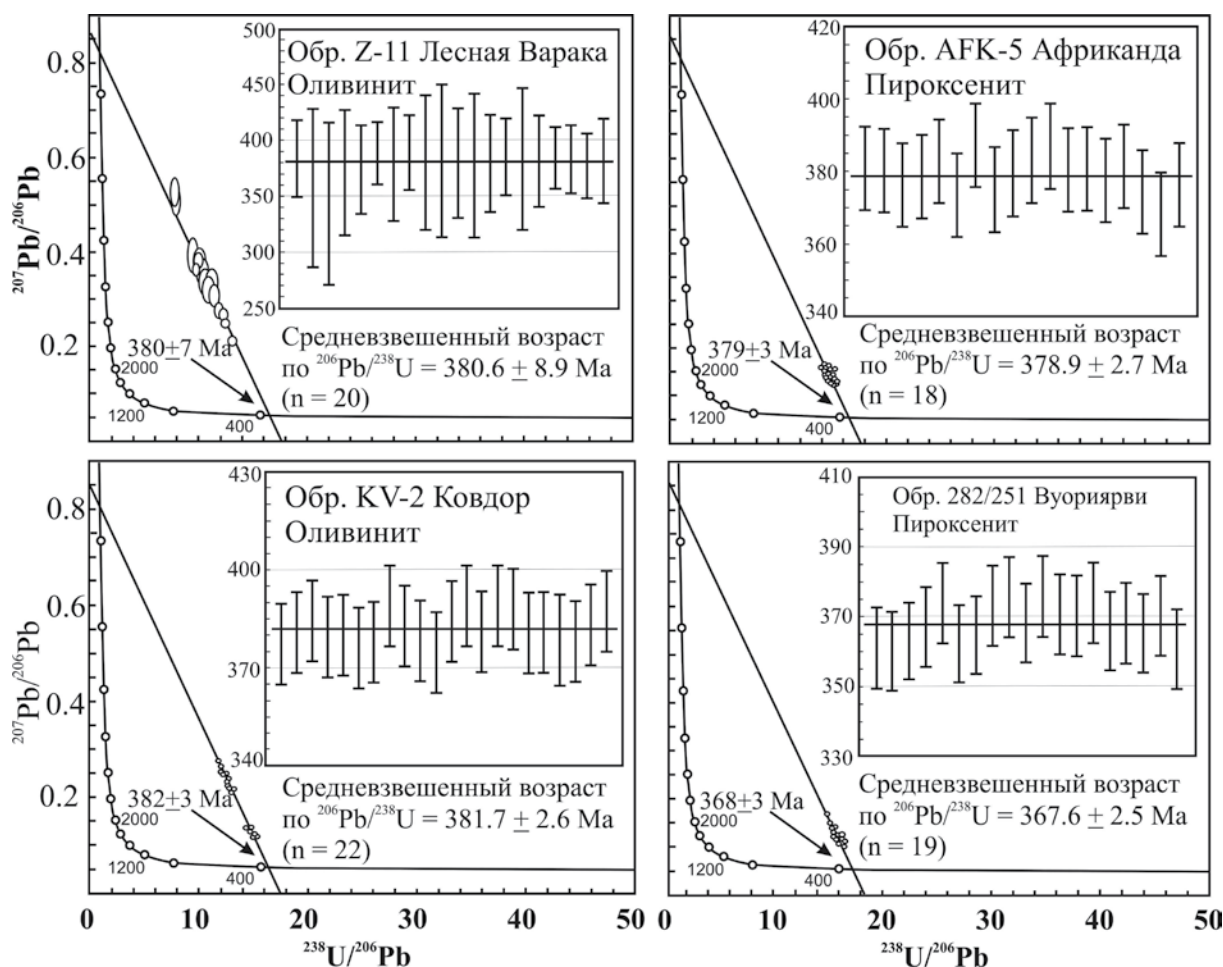


Рис. 1. Диаграммы Тера-Вассербурга U-Pb возраста перовскита из оливинитов и пироксенитов щелочно-ультраосновной серии Кольской провинции. Поправка на ^{207}Pb учтена.

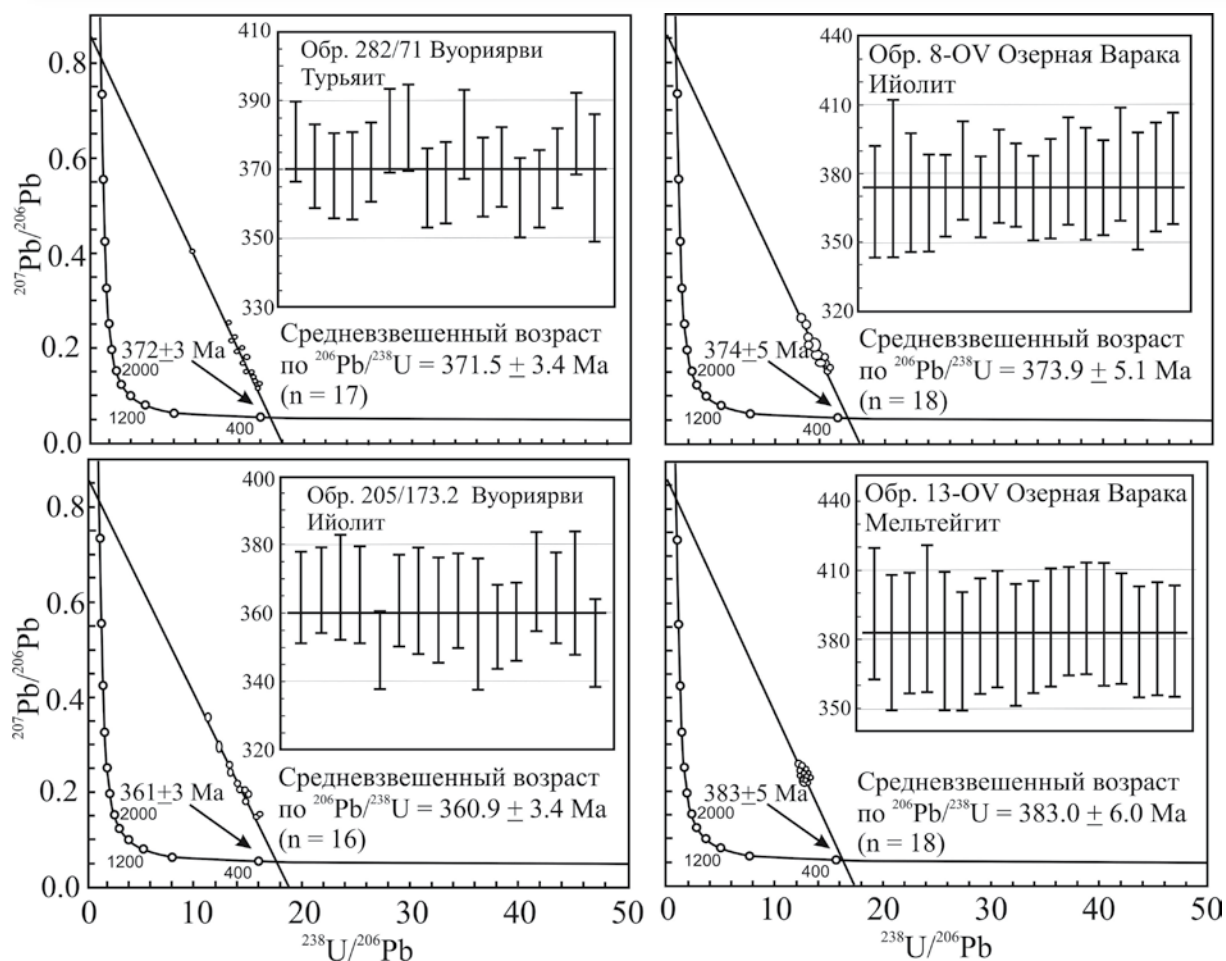


Рис. 2. Диаграммы Тера-Вассербурга U-Pb возраста перовскита из турьяита, мельтейгита и ийолита щелочно-ультраосновной серии Кольской провинции. Поправка на ^{207}Pb учтена.

Задачей настоящей работы явилось, с одной стороны, датирование членов щелочно-ультраосновной серии (оливинитов, пироксенитов, меллитолитов, фойдолитов) U-Pb методом по перовскиту, и, с другой, получение Sr-Nd изотопных характеристик акцессорных минералов – главных концентраторов редких элементов в этих породах. Для U-Pb датирования и Sr-Nd изотопного анализа были отобраны 23 образца, из которых были выделены монофракции перовскита, апатита, титанита и кальцита. В оливините и пироксените перовскит представлен редкими округлыми и гипидиоморфными зёрнами, содержание которых в пироксенитах варьирует в пределах 5-20 об. %. В фойдолитах перовскит присутствует в виде реликтовых зёрен, частично либо полностью замещенных титанитом. В Хибинах перовскит присутствует в мелкозернистых ийолитах, образующих линзы в апатито-нефелиновых рудах (обр. КН1-1, КН1-2). Анализ отобранных из монофракций и помещенных в эпоксидную смолу приполированных зёрен минералов включал: (1) *In-situ* U-Pb анализ перовскита методом лазерной абляции с индуктивно-связанной плазмой на приборе Agilent 7500a ICP-MS; (2) *In-situ* Sr-Nd анализ минералов на приборе Neptune MC-ICP-MS в статическом мультиколлекторном режиме. В ходе сессии было проведено 58 измерений стандарта перовскита, которые показали диапазон вариаций $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в 4.1% (2σ), что отвечает вариациям значения ϵ_{Nd} в пределах 0.1 (для возраста 380 млн. лет) и, соответственно, отсутствие значительного влияния гетерогенности стандарта АФК на полученные значения ϵ_{Nd} .

Полученные данные могут быть рассмотрены в двух аспектах.

Возраст щелочно-ультраосновных массивов. В дополнение к ранее опубликованным определениям возраста массивов U-Pb методом, новые датировки показывают (рис. 1, 2), что формирование щелочно-ультраосновных массивов провинции произошло в период 379 ± 5 млн. лет назад (рис. 3). Эти определения согласуются с полученными ранее изохронными Rb-Sr датировками. Учитывая данные по Хибинскому и Ловозерскому массивам, можно сделать вывод о том, что формирование агапитовых сиенитов в этих массивах происходило, как минимум, на 10 млн. лет позднее карбонатитовых интрузий. Это заключение под-

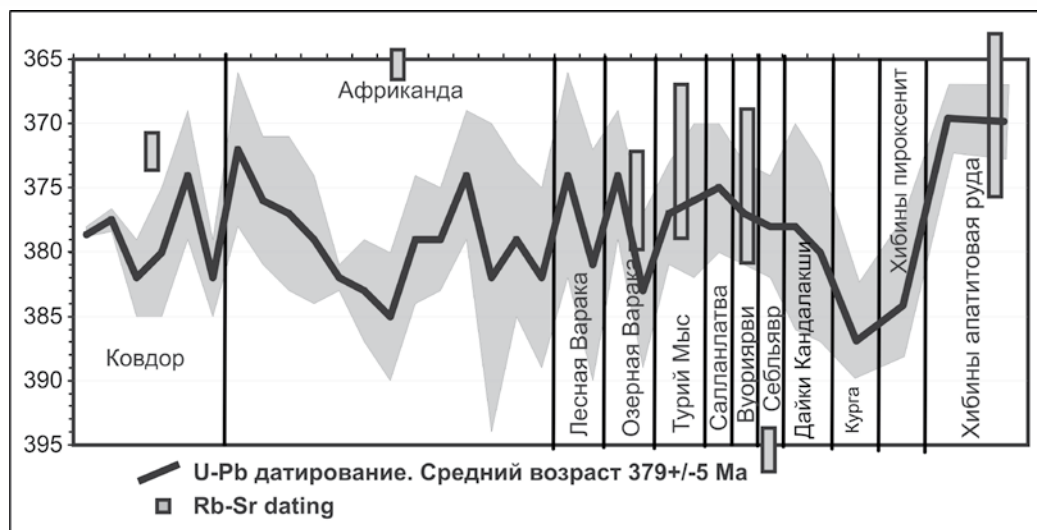


Рис. 3. Сводная диаграмма U-Pb и Rb-Sr возрастов пород щелочно-ультраосновной серии Кольской провинции.

тверждает и более древний возраст перовскита из ксенолита щелочного пироксенита Хибин, приближающийся к возрасту образования щелочно-ультраосновной серии провинции и отвечающий времени образования меланефелинитовых даек обрамления хибинской кальдеры (Арзамасцев и др., 2009). Формирование хибинских апатитовых руд, как показал анализ перовскитов, в пределах точности определений совпадает по времени с этапом становления агапитовых сиенитов.

Sr-Nd изотопные характеристики минеральных фаз. Накопленные изотопные данные по датированию пород Кольской щелочной провинции свидетельствуют о том, что наибольшая часть определений возраста (исключая U-Pb метод по перовскитам) была получена Rb-Sr методом минеральных изохрон, при этом среднеквадратичные отклонения часто превышают единицу (Kramm et al., 1993; Kramm and Kogarko, 1994). Попытки изохронного датирования кольских пород Sm-Nd методом, как правило, не дают положительных результатов, что указывает на некогенетичность минералов, используемых для датирования. Полученные нами результаты по сосуществующим перовскиту, апатиту, титаниту обнаруживают значимые вариации изотопного состава этих минералов. Так, наименее обогащены радиогенным стронцием и наиболее высокие значения ϵ_{Nd} имеют большинство проанализированных перовскитов. Сосуществующие с ними апатиты характеризуются более высокими значениями первичного отношения Sr и меньшими значениями ϵ_{Nd} . Изотопные составы титанитов из этих же пород находятся в пределах диапазона вариаций изотопных составов апатита.

Рассмотрим причины наблюдаемых вариаций изотопных составов сосуществующих минералов. В качестве первой может быть предложена длительная кристаллизация породы и, соответственно, разновременность образования фаз, причем временной интервал кристаллизации был достаточен для смещения изотопных отношений и накопления за это время радиогенного стронция и смещения изотопного отношения Nd. Расчет показывает, что интервал между образованием ранней фазы (перовскита) и поздней фазы (apatита или титанита) должен был бы составлять не менее 40 млн. лет, что явно противоречит геолого-петрологическим данным. В качестве второй, более вероятной причины указанных вариаций, может рассматриваться контаминация материалом коры, которая в минимальной степени затронула ранние кристаллизующиеся фазы и максимально проявилась во внутрикамерных условиях при окончательном становлении массива. Петрологические данные показывают, что образование перовскита происходило на самой ранней стадии кристаллизации щелочно-ультраосновной серии, на этапе поступления мантийных расплавов в верхние горизонты коры. Изотопные характеристики этого минерала, таким образом, максимально приближены к первичным изотопным отношениям, существовавшим в исходном меланефелинитовом расплаве. В отличие от этого, кристаллизация апатита, а также титанита происходила после заполнения расплавом магматической камеры, что допускает взаимодействие последнего с материалом рамы. Согласно проведенным расчетам, доля контаминанта, представляющего собой типичный архейский гнейс обрамления массива Озерная Варакка, могла составлять примерно 2%. В образце из краевой зоны массива Африканда доля контаминанта достигала 6.5%.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ 12-05-00244-а.

МИГМАТИТЫ БЕЛОЦЕРКОВСКОЙ СТРУКТУРЫ ЗАПАДНОГО ПРИАЗОВЬЯ

Артеменко Г.В., Швайка И.А., Демедюк В.В., Довбуш Т.И.

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семеновко НАН Украины, Киев, regul@igmof.gov.ua

THE BELOTSERKOVKA STRUCTURES MIGMATITES, WEST-AZOVIAN AREA

Artemenko G.V., Shvaika I.A., Demedyk V.V., Dovbush T.I.

National Academy of sciences of Ukraine M.P.Semenenko Institute of Geochemistry
Mineralogy and Ore formation, Kiev, regul@igmof.gov.ua

Белоцерковская седловинная структура (размер до 20×45 км) расположена между Куйбышевским и Салтычанским гранитными куполами. На востоке она ограничена Гуровской антиклиналью, отделяющей ее от Центрально-Приазовской синклинали, а на западе – Черниговским разломом. Метаморфические породы выделяются среди мигматит-гранитоидного комплекса в виде согласных линз и пачек мощностью от первых сантиметров до сотен метров. Целью наших исследований было - определение геолого-структурных соотношений, петрогенезиса и возраста пород в западной части Белоцерковской структуры Западного Приазовья.

Результаты геолого-структурных исследований.

Обнажения тоналитовых гнейсов. В обнажении № 1 в центре с. Верхний Токмак (N 47° 12.041'; E 36° 22.034') среди вмещающих пегматоидных гранитов наблюдается останец полосовидных мигматитов (артеритов) размером до 25×30 м (рис. 1). Тоналитовые гнейсы слагают палеосому мигматитов, лейкосомы которых представлена гранодиоритами и лейкократовыми гранитами. Элементы залегания гнейсовидности тоналитовых гнейсов: аз. пад. ЮВ 172°, угол 75°. Полосы лейкосомы залегают согласно с гнейсовидностью тоналитовых гнейсов. Контакты лейкосомы с тоналитовыми гнейсами являются резкими. Мигматиты (артериты) прорываются пегматоидными гранитами. Среди тоналитовых гнейсов выделяются фрагментированные пластообразные тела габбро-амфиболитов.

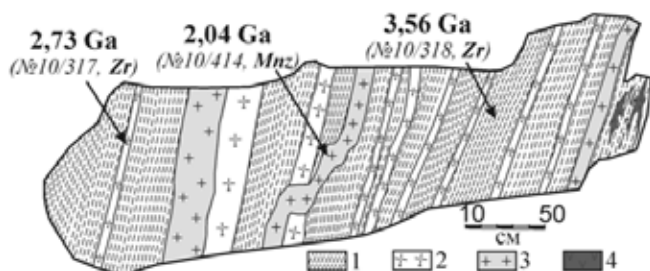


Рис. 1. Зарисовка фрагмента обнажения № 1 на р. Токмак в центральной части с. Верхний Токмак (N 47° 12,041'; E 36° 22,034'). 1 – тоналитовые гнейсы; 2 – гранодиориты и лейкократовые граниты; 3 – пегматоидные граниты; 4 – амфиболиты. На рисунке указаны номера образцов и изотопный возраст.

В группе обнажений № 4 (47°11.716'; E 036°21.734'), которые находятся в южной части с. Верхний Токмак, среди полосовидных мигматитов (артеритов), описанных выше, выделяются зоны вязко-пластического течения субширотного простирания, шириной до 20 м, которые имеют параметры левостороннего сдвига. В них наблюдаются пегматитовые складки лейкократовых гранитов, изоклинные складки тоналитовых гнейсов, основных кристаллосланцев и пегматоидных гранитов.

Обнажение мигматизированных гранат-

биотитовых гнейсов № 5 (N 47° 11.963'; E 36° 21.908'). Останец гранат-биотитовых гнейсов, мощностью до 35 м, находится среди вмещающих крупнозернистых пегматоидных гранитов. Палеосомы мигматитов представлена гранат-биотитовыми и глиноземистыми гнейсами (аз. пад. гнейсовидности гранат-биотитовых гнейсов – ЮВ 172°, угол 60°), а лейкосомы – низкощелочными гранитами с гранатом, залегающими согласно с ними. Они прорываются более поздними пегматитами белого цвета.

Зона контакта Белоцерковской структуры с вмещающими раннедокембрийскими породами обнажается в заброшенном карьере возле железнодорожной станции Верхний Токмак II (обн. № 7, 47°12. 280', E 036°19.862'. В карьере на протяжении около 200 м наблюдается чередование полосовидных тел слабо деформированных калиевых гранитов и залегающих согласно с ними метабазитов и гнейсов различного состава. Элементы залегания гнейсовидности метаморфических пород: аз. пад. ЮВ 110°, углы падения 75-90°. Эта структура представляет собой срез глубинного разлома, который ограничивает Белоцерковскую структуру.

Результаты геохимических исследований.

Тоналитовые гнейсы (меланосома мигматитов) по химическому составу соответствуют кварцевым диоритам, нормального ряда, натриевой и калиево-натриевой серии. По геохимическим данным, тоналитовые гнейсы могут быть отнесены к низкобарическим ТТГ [1].

Гранодиориты (лейкосома мигматитов). Гранодиориты (проба 10/317) – мелкозернистые, слабо рассланцованные с гранобластовой структурой. Это среднекальциевые известково-щелочные породы с низкой магнезиальностью ($mg \# = 38-42$). В гранодиоритах низкая концентрация Rb (60.4 ppm), высокая – Sr (536 ppm) и Ba (989 ppm). Содержания высоkozарядных элементов низкие – Y (2.5 ppm), Nb (2.9 ppm), Yb (0.19 ppm). График РЗЭ сильно дифференцированный – $(La/Yb)_N = 95.90$, при $Yb_N = 1.12$; $Eu/Eu^* = 1.21$. Гранодиориты могли образоваться при частичном плавлении метабазитов с реститом, включающим гранат и амфибол.

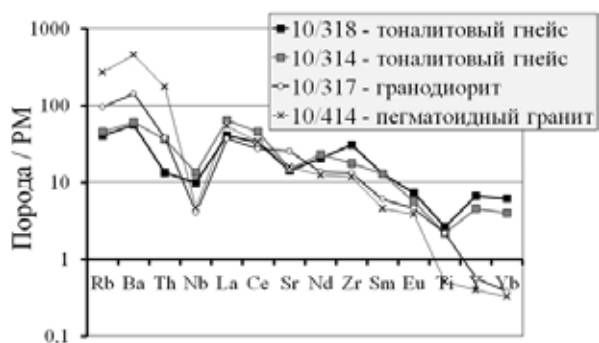


Рис. 2. Мультиэлементные диаграммы для тоналитовых гнейсов и гранитоидов Белоцерковской структуры. Нормировано на примитивную мантию [2].

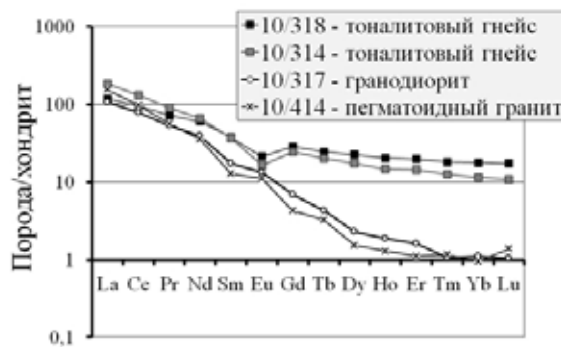


Рис. 3. Графики распределения РЗЭ в тоналитовых гнейсах и гранитоидах Белоцерковской структуры. Нормировано на хондрит [2].

Пегматоидные граниты прорывают тоналитовые гнейсы, гранодиориты и лейкократовые граниты (обн. № 1, пр. 10/414). Это крупнозернистые породы, с пегматитовой структурой и массивной текстурой. По химическому составу относятся к семейству гранитов, нормального и субщелочного ряда, калиево-натриевой и калиевой серий. В пегматоидных гранитах умеренные концентрации Rb (171 ppm), Sr (332 ppm) и высокое – Ba (3156 ppm). Содержание высоkozарядных элементов низкое – Y (1.8 ppm), Nb (3.3 ppm), Yb (0.16 ppm). График распределения РЗЭ сильно дифференцированный – $(La/Yb)_N = 162.8$, при $Yb_N = 0.94$; $Eu/Eu^* = 1.51$. Они могли выплавиться из базитового источника с реститом, включающим гранат и амфибол.

Деформированные дайки метабазитов среди тоналитовых гнейсов по петрографическим и геохимическим характеристикам являются производными гипабиссальных интрузивных основных пород толеитовой серии.

Гранат-биотитовые гнейсы (меланосома мигматитов). Это крупнозернистые породы с гнейсовой текстурой и лепидогранобластовой структурой. По содержанию крупноионных литофильных элементов – Rb, Sr, Ba, наличию отрицательных аномалий Nb и Ti на мультиэлементной диаграмме и графику распределения РЗЭ гранат-биотитовые гнейсы подобны тоналитовым гнейсам.

Низкощелочные граниты с гранатом (лейкосома мигматитов) – это мелкозернистые, слабо рассланцованные породы (обр. 10/324). По химическому составу соответствуют семейству низкощелочных гранитов, нормального ряда, калиево-натриевой серии. В них низкое содержание Sr (61.5 ppm), Rb (60.9 ppm), Ba (328 ppm). Концентрации высоkozарядных элементов низкие – Y (8.5 ppm), Nb (0.47 ppm), Yb (0.78 ppm). График распределения РЗЭ сильно дифференцированный – $(La/Yb)_N = 12.78$, при $Yb_N = 4.6$. Они могли образоваться при частичном плавлении метабазитов с реститом включающим гранат и амфибол.

Результаты изотопно-геохимических исследований. U-Pb и Sm-Nd изотопные исследования выполнены в лаборатории ИГМР им. М. П. Семененко НАН Украины на 8-коллекторном масс-спектрометре МИ 1201 АТ.

Мезоархейская зона вязко-пластичного течения.

Тоналитовые гнейсы (палеосома). Для изотопных исследований были отобраны под бинокуляром кристаллы светло-коричневого циркона без видимых обрастаний и с неизменной внутренней структурой

(рис. 4, пр.10-318, 10-314). U-Pb изохронный возраст циркона из тоналитовых гнейсов – 3560 ± 70 млн. лет (СКВО = 0.51). Близкие по составу гнейсы среднего состава выделяются в верхнетокмакской толще западноприазовской серии. Для тоналитовых гнейсов – $T_{Nd}(DM) \approx 3.5$ млрд. лет; $\epsilon Nd(T) = +2.70$.

Гранодиориты и лейкократовые граниты (лейкосомы мигматитов). Циркон в гранодиоритах (пр. 10-317) мелкий, светло-розового цвета, прозрачный. Внутреннее строение зональное, без ядер. Возраст циркона по изотопному отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ – 2.73 млрд. лет. $T_{Nd}(DM) \approx 2.8$ млрд. лет $\epsilon Nd(T) = +2.0$. Положительное значение $\epsilon Nd(T)$ указывает на выплавление гранодиоритов из деплетированного мантийного субстрата.

Лейкократовые граниты лейкосомы (проба 10/436) датировались по удлинению-призматическому циркону. Возраст циркона из крупной (0.07-0,1 мм) фракции по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ – 2.84 млрд. лет.

Пегматоидные граниты. В мезоархейской зоне вязко-пластичного течения они прорывают тоналитовые гнейсы и лейкосому гранодиоритов (обн. №1, пр. 10-414). Для изотопных исследований использован прозрачный монацит лимонно-желтого цвета. Возраст монацита по изотопному отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ – 2036 млн. лет. Полученная датировка соответствует времени активизации в Приазовском мегаблоке.

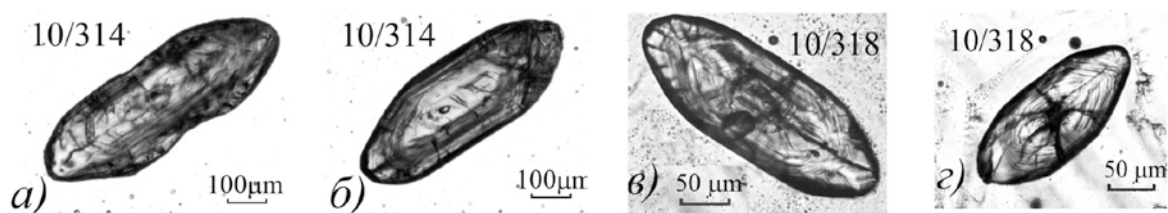


Рис. 4. Микрофотографии циркона из тоналитовых гнейсов в искусственных шлифах в проходящем свете.

Палеопротерозойская зона вязко-пластичного течения. В этой зоне мезоархейские артериты деформированы с образованием изоклиальных и птигматитовых складок. Продатированы пегматоидные граниты, которые слагают изоклиальную складку (обн. № 4). Возраст монацита из этих пегматитов (пр. 10-335) по изотопному отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ – 2034 млн. лет.

Мигматиты по гранат-биотитовым гнейсам (артериты). Палеосомы мигматитов представлена гранат-биотитовыми гнейсами, а лейкосомы – низкощелочными гранитами с гранатом. Циркон из гранат-биотитовых гнейсов представлен кристаллами гиацинтового типа. Часто наблюдаются пережатые формы – «гантельки». У части кристаллов наблюдаются нарастание оболочек коричневого циркона. Окатанные формы циркона отсутствуют. По минералогическим характеристикам он подобен циркону из палеоархейских тоналитовых гнейсов. Для датирования были отобраны кристаллы розового прозрачного циркона крупной фракции без видимых обрастаний более поздним коричневым цирконом (пр. 10-326). U-Pb возраст этого циркона по изотопному отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ – 3053 млн. лет. По U-Pb изотопным характеристикам и Th/U отношению (0.293) этот циркон аналогичен циркону из тоналитовых гнейсов. По результатам Sm-Nd изотопных исследований гранат-биотитовых гнейсов – $T_{Nd}(DM) \approx 3545$ млн. лет $\epsilon Nd(T) = +1.7$ и, по этим характеристикам, они близки к тоналитовым гнейсам.

Лейкосомы мигматитов, представленная низкощелочными гранитами с гранатом, продатирована по прозрачному монациту лимонно-желтого цвета. Возраст монацита из неразделенной фракции по изотопному отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ – 2235 млн. лет, а из фракции > 0.1 мм – 2237 млн. лет.

Пегматиты белого цвета, прорывающие мигматиты по гранат – биотитовым гнейсам, продатированы по монациту (обн. № 5, пр. 12/403). Возраст монацита по изотопному отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ – 2057 млн. лет.

Зона контакта Белоцерковской структуры с вмещающими раннедокембрийскими породами. Геохронологические исследования с целью определения времени формирования полосы метаморфических пород, которая обрамляет Белоцерковскую структуру, выполнены по амфибол-пироксеновым кристаллосланцам из заброшенного карьера возле станции Верхний Токмак II, обнажение № 7 (№7 (47°12, 280', E 036°19,862). Монацит из амфибол-пироксеновых кристаллосланцев (пр. 83/33) является наложенным. По минералогическим характеристикам он аналогичен монациту из гранитов, которые прорывают амфибол-пироксеновые кристаллосланцы. Возраст монацита по изотопному отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ – 2035 млн лет. Полученная датировка соответствует времени процессов гранитизации и регрессивного метаморфизма, которые наложены на основные кристаллосланцы.

Выводы.

1. Установлена относительная возрастная последовательность формирования пород в западной части Белоцерковской структуры: 1) тоналитовые гнейсы; 2) дайки основных пород; 3) гранодиориты и лейкократовые граниты; 4) пегматоидные граниты; 5) пегматиты. В тоналитовых гнейсах выделены зоны вязко-пластического течения субмеридионального (ранние) и субширотного (поздние) направлений.

2. Тоналитовые гнейсы и гранитоиды различного состава из инъекционных мигматитов (артеритов), которые выделяются в зонах вязко-пластического течения в верховьях р Токмак формировались в разных магматических источниках. Гранат-биотитовые гнейсы, могли образоваться при структурно-метаморфической переработке палеоархейских тоналитов.

3. Тоналитовые гнейсы палеосомы мигматитов имеют палеоархейский (3560 ± 70 млн. лет) возраст. Установлены этапы дислокационного метаморфизма тоналитовых гнейсов – 2.8 и 2.03 млрд. лет тому назад, связанные с формированием гранитно-купольных структур и палеопротерозойской активизацией соответственно.

Тектоническая граница Белоцерковской структуры с вмещающими раннедокембрийскими комплексами сформировалась в палеопротерозое 2.04 млрд. лет назад. Метаморфические породы, которые наблюдаются в зоне тектонического контакта, не могут рассматриваться как стратифицированные образования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Moyen J.F. The composite Archaean grey gneisses: Petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth / J.F Moyen // *Lithos*. 2011. V. 123. P. 21-36.
2. Sun S.S. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / S.S. Sun, W.F. McDonough. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), *Magmatism in the Ocean Basins* // Geological Society Special Publication. 1989. V. 42. P. 313-346.

СОСТАВ, ВОЗРАСТ И РУДОНОСНОСТЬ ФЛЮИДОНАСЫЩЕННЫХ ПОРОД РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА (НОВЫЕ ДАННЫЕ)

Астафьев Б.Ю.¹, Воинова О.А.², Калинин А.А.³

¹ ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ² ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург;

³ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, ab5229@mail.ru

COMPOSITION, AGE, AND MINERALIZATION IN FLUID-RICH EARLY PRECAMBRIAN ROCKS IN THE EASTERN PART OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD (NEW DATA)

Astafiev B.Yu.¹, Voinova O.A.², Kalinin A.A.³

¹ IPGG RAS, S-Peterburg; ² VSEGEI, S-Peterburg; ³ Geological Institute KSC RAS, Apatity

Нами получены новые результаты датирования рудоносных и потенциально рудоносных пород, сравнительно широко распространенных в раннедокембрийских структурных зонах Балтийского щита. Их особенностью является отчетливо выраженная высокая флюидонасыщенность. Это выражается в резкой смене минерального и химического состава, условий образования и рудоносности практически одновременно сформированных пород.

В состав изученных районов входят геологически различные Беломорский подвижный пояс, Карельский и Кольский геоблоки. Их консолидация произошла в позднем архее со значительной переработкой в раннем протерозое. Раннедокембрийские породы региона сформировались в течение двух основных этапов – позднелопийского (позднеархейского) и свекофеннского (раннепротерозойского), разделенных значительным перерывом во времени. Это отражается в формировании метасоматических образований, маркирующих как временные рубежи их эндогенного развития, так и структурные зоны их локализации. Как следствие, эта неоднородность проявлена в составе минералов-геохронометров, что влияет и на результаты локального датирования по фрагментам зональности кристаллов циркона.

В задачи данной работы входило определение состава пород, маркирующих состав и возраст тектонических зон сочленения различных геологических структур и их датирование. Для этого были ком-

плексно использованы структурные, петрологические наблюдения и геохронологическое изучение пород. В связи с высокой изменчивостью состава и рудоносности метасоматитов за основу региональной корреляции нами был принят локальный U-Pb метод датирования по циркону (SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ).

В Беломорском подвижном поясе нами изучались кианит-ставролит-плагноклаз-роговообманковые, фенгит-ставролит-плагноклазовые и корунд-содержащие амфибол-плагноклазовые метасоматиты (хизовариты). В Карельской гранит-зеленокаменной области были исследованы андалузит-антофиллит-плагноклазовые породы (скёли). На Кольском п-ове нами были датированы сапфирин-содержащие пироксен-плагноклазовые (Центрально-Кольский блок), гранат-амфибол-плагноклазовые (Терский зеленокаменный пояс), кварц-плагноклаз-гранатовые (Лапландский пояс) породы.

В изученных зональных метасоматических телах обнаруживается значительная геохимическая гетерогенность. Соответственно, она отражается и в неоднородности состава минералов-геохронометров, в частности, в резко проявленной зональности состава цирконов, которая наблюдается в катодной люминесценции. Например, в Терском зеленокаменном поясе (Кольский п-ов) наблюдается зональность в цирконах от низкоурановой в ядрах зерен до высокоурановой в краевых зонах цирконов. В метасоматитах Беломорского подвижного пояса нередко проявлена обратная зональность – от высокоурановой в ядрах до аномально низкоурановой в каймах кристаллов [1, 2]. Однако возраст формирования метасоматических пород различного состава практически совпадает по времени. В целом, уверенно выделяются регионально коррелирующиеся этапы позднеархейского и раннепротерозойского времени, значительно (до 80 млн. лет) «запаздывающие» относительно возраста магматизма и регионального метаморфизма.

С использованием полученных материалов новые геологические, петрологические и геохронологические результаты могут способствовать решению конкретных вопросов эволюции земной коры и формирования месторождений в докембрийских кристаллических щитах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Скублов С.Г., Астафьев Б.Ю., Марин Ю.Б., Гембицкая И.М., Левченков О.А. Первая находка церанита в цирконах из метасоматитов Терского зеленокаменного пояса (Балтийский щит) // Докл. АН. 2009. Т. 428. № 1. С. 1-5.
2. Серебряков Н.С., Астафьев Б.Ю., Воинова О.А., Пресняков С.Л. Первое Th-U-Pb датирование корундсодержащих метасоматитов Беломорского подвижного пояса // Докл. АН. 2007. Т. 413. № 3. С. 388-393.

О ВОЗРАСТЕ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КОЛЛИЗИИ НА ЮГО-ВОСТОКЕ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА, БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ

Балаганский В.В.¹, Мудрук С.В.¹

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, balagan@geoksc.apatity.ru

ON THE AGE OF PALAEOPROTEROZOIC COLLISION IN THE SOUTHEASTERN KOLA REGION, BALTIC SHIELD

Balagansky V.V.¹, Mudruk S.V.¹

¹ Geological Institute, Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences, Apatity

Введение. Кольский регион является благоприятным объектом для изучения процессов сжатия в палеопротерозое. Ф.П. Митрофанов [5] выделил специфическую палеопротерозойскую коллизионную структуру – Кольский коллизион. В основе лежит идея о том, что в сумийском, ятулийском и свекофеннском времени взаимосвязанно и синхронно развивались тектонические структуры – одна в условиях растяжения, а две другие – сжатия (синхронная геодинамика «растяжение–сжатие»). Это были зона рифтинга, перешедшего в спрединг (палеорифт Печенга–Имандра-Варзуга), которая ограничена С–В зоной сжатия (Кольская провинция) и Ю–З зоной сжатия/скупивания (Беломорская провинция, включающая Лапландский гранулитовый пояс; рис. 1). Альтернативой Кольскому коллизиону является концепция палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизионного орогена, основанная на тектонике литосферных плит [2, 10, 11]. Главную роль здесь играет Лапландский гранулитовый пояс и комплементарные ему структуры, почти целиком сложенные палеопротерозойским ювенильным материалом. Коллизия счита-



Рис. 1. Главные тектонические структуры Кольского региона (по работам [2, 11] с изменениями).

Палеопротерозойские рифтогенные структуры:

И-В – Имандра-Варзуга, **П** – Печенга. Террейны: **И** – Инари, **Л** – Лапландский гранулитовый, **С** – Стрельнинский, **Т** – Терский, **У** – Умбинский гранулитовый.

сов как режима структурно-метаморфических преобразований пород кольского докембрия в каждой тектонической структуре (сжатие или растяжение), так и времени их проявления.

Геологическая обстановка. Палеопротерозойский ювенильный материал полностью слагает Лапландский гранулитовый пояс (террейн), Умбинский гранулитовый и Терский террейны, а террейны Инари и Стрельнинском состоят из тектонических пластин, сложенных ювенильным материалом как палеопротерозойского, так и нео-/мезоархейского возраста (рис. 1; см. обзоры в работах [1, 11]). В Стрельнинском терреине палеопротерозойскими оказались серговская толща и гранитогнейсы древнейшего фундамента, которые занимают большую часть этого террейна и ранее считались архейскими [8, 13]. Данные о палеопротерозойском возрасте были получены в результате датирования магматических цирконов (1.97 млрд. лет; U-Pb, SIMS, NORDSIM) из метавулканитов серговской толщи и гранитогнейсов и определения Sm-Nd модельного возраста этих пород ($t_{DM} = 2.1-2.2$ млрд. лет [10, 11]). Позднее В.И. Пожиленко обобщил Sm-Nd изотопные данные по образцам О.А. Беляева и А.А. Иванова из супракрустальных пород и гранитогнейсов Терского и Стрельнинского террейнов (юго-восток Кольского п-ова), полученные в ГИ КНЦ РАН под руководством Т.Б. Баяновой, в результате чего было подтверждено, что Sm-Nd модельные возраста всех пород Терского террейна и значительной части Стрельнинского террейна являются палеопротерозойскими [7].

Дайка кварцевого диорита. При полевых исследованиях в Стрельнинском терреине потенциально золотоносных зон сдвигового течения (*shear zones*), в районе среднего течения р. Стрельна нами была закартирована дайка кварцевых метадиоритов, рвущая супракрустальные породы серговской толщи. Эта дайка пересекает ранние надвиги и надвиговые складки (рис. 2), которые отражают северо-восточное сжатие, описанное А.А. Полкановым еще в 1930-х годах. При этом дайка мигматизирована, и на нее наложены структуры косоугольного сжатия или транспрессии [6]. Эти два этапа горизонтальной тектоники – С–В сжатие и последующая транспрессия, которая привела к движениям параллельно простиранию структур С–В сжатия (табл.), – были проявлены в Кольском регионе практически повсеместно и составляют суть палеопротерозойской коллизии в рамках концепции Лапландско-Кольского орогена [2, 11]. Дайка кварцевого метадиорита разделяет эти этапы, а ее внедрение близко к или совпадает с серединой возрастного интервала развития процесса палеопротерозойской коллизии в Кольском регионе. Дайка сложена среднезернистым плагиогнейсом, состоящим из биотита, плагиоклаза (главные минералы) и кварца (второстепенный минерал). Химический состав плагиогнейса таков (мас. %): $SiO_2 - 57.16$, $TiO_2 - 0.77$, $Al_2O_3 - 21.38$, $Fe_2O_3 - 0.93$, $FeO - 2.78$, $MnO - 0.014$, $MgO - 1.74$, $CaO - 4.64$, $Na_2O - 6.36$, $K_2O - 2.25$, $P_2O_5 - 0.20$, $CO_2 - 0.43$, $F - 0.026$, $Cl - 0.016$, $S_{общ} - 0.16$, $V_2O_5 - 0.036$, $SrO - 0.13$, $ZrO_2 - 0.01$, $H_2O^- - 0.01$, п.п.п. – 1.16 (химлаборатория ГИ КНЦ РАН).

лась одновозрастной высокобарному гранулитовому метаморфизму 1.9-2.0 млрд. лет назад ([3], также см. обзоры в работах [1, 11]). Однако прямые указания на то, как имеющиеся датировки определяют время образования структур сжатия, наблюдаемых в обнажениях, отсутствовали. Поэтому появилась идея о том, что лапландские гранулиты образовались 1.9-2.0 млрд. лет назад в условиях растяжения, а коллизия произошла 1.87-1.7 млрд. лет назад [4]. В работе [9] вообще отвергается проявление коллизии в кольском палеопротерозое. Предполагается, что Лапландско-Беломорский подвижный пояс возник 1.8-1.7 млрд. лет назад при растяжении хрупкой коры и эксгумации амфиболит-гранулитовых комплексов из корневой зоны карелид. Таким образом, выявление в обнажениях структур горизонтального сжатия, их соотношения с процессами регионального метаморфизма и определение их точного возраста изотопными методами представляется важным для решения вопро-

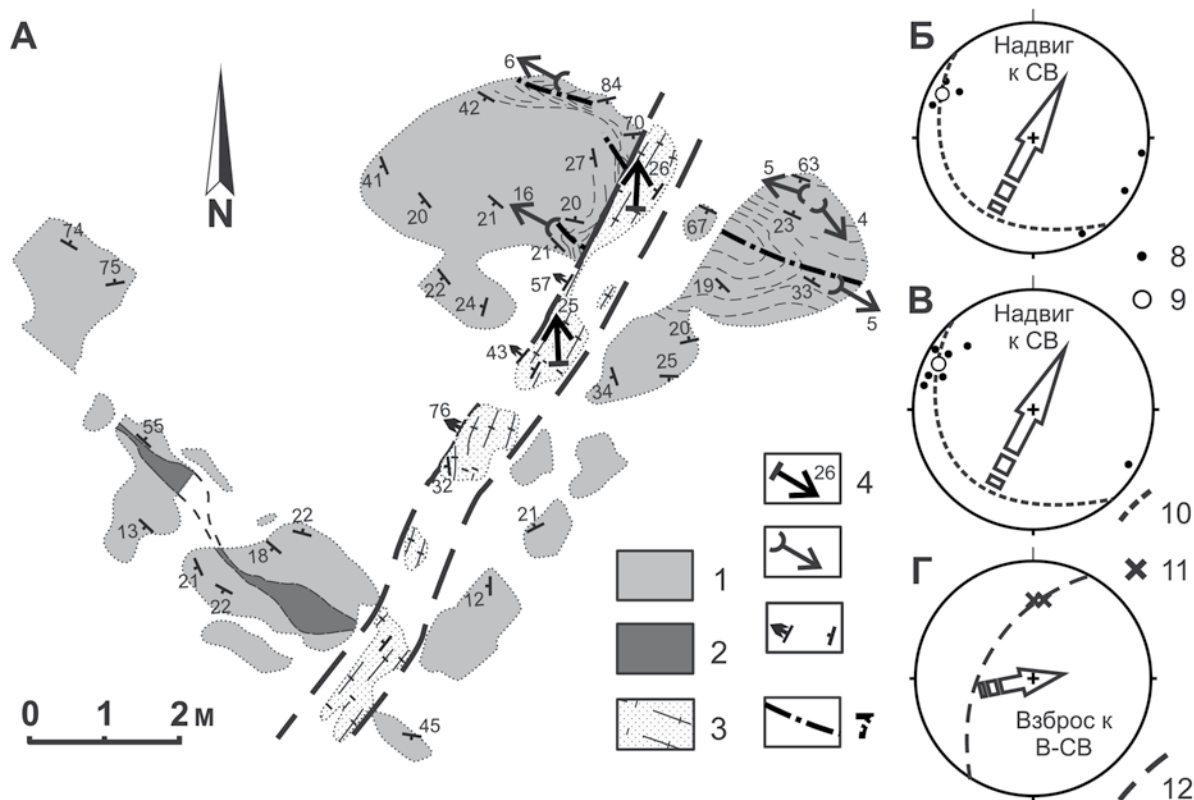


Рис. 2. А – дайка кварцевого метадiorита, мигматизированная и секущая смятые в надвиговые складки амфиболиты. Б–Г – ориентировки структурных элементов и форм этапов D_2 (Б, В) и D_3 (Г); по работе [6].

1 – амфиболит, 2 – рассланцованный амфиболит, 3 – кварцевый метадiorит, 4–5 – шарниры складок F_2 этапа транс-прессии (4) и F_2 – этапа С–В надвиговых движений (5), 6 – контакт дайки (а) и сланцеватость, полосчатость (б), 7–9 – складки F_2 : осевые поверхности (7), шарниры (8) и средний шарнир (9), 10 – надвиги (D_2), 11 – шарниры складок F_3 , 12 – взбросы (D_3); стрелки на Б–Г – направление надвижения и взбрасывания.

Таблица. Последовательность эндогенных процессов в породах серговской толщи.

| Этап | Геологические события | Возраст |
|---|---|-------------------------------------|
| D5 | Растяжение С–Ю; будинаж; межбудинные складки и пережимы (парагенезис кварц+плагноклаз). | 1896 ± 10 млн. лет [11] |
| D4 | Растяжение ЗЮЗ–ВСВ; сбросы, гранитные жилы. Структуры (в т.ч., золотоносные) сдвигового течения (амфибол+биотит+плагноклаз+кварц). | |
| D3 | Транспрессия, взбросы; рассланцевание и мигматизация дайки кварцевого метадiorита (парагенезис амфибол+биотит±гранат+плагноклаз+кварц). | |
| <i>Дайка кварцевого диорита</i> | | 1916 ± 10 млн. лет |
| D2 | Сжатие ССВ–ЮЮЗ, лейкосома вдоль поверхностей надвигов (парагенезис амфибол+биотит+гранат+плагноклаз+кварц). | |
| D1 | Образование амфиболитов и гнейсов, их рассланцевание и мигматизация (парагенезис амфибол+биотит+гранат+плагноклаз+кварц). | |
| <i>Породы, исходные для палеопротерозойских гнейсов и амфиболитов серговской толщи (одновозрастные с породами, исходными для гранитогнейсов).</i> | | 1.96-1.97 млрд. лет [10, 11] |

Изотопные данные. Циркон в кварцевом метадiorите однороден и принадлежит одной генерации. Кристаллы по облику варьируют от коротко- до длиннопризматических длиной до 0.3 мм. Они обнаруживают на изображениях в обратно отраженных электронах и катодной люминесценции осцилляторную зональность магматического типа и очень тонкие обрастания. Отдельные кристаллы с осцилляторной зональностью характеризуются секториальными зонами роста, что также типично для цирконов магматического генезиса. Во многих кристаллах наблюдались древние унаследованные ядра, отличающиеся округленными очертаниями.

Для 7 участков с осцилляторной зональностью получен U-Pb (SIMS, SHRIMP-II) конкордный возраст (*Concordia Age*) 1916 ± 10 млн. лет (СКВО = 0.00). В одном случае был определен конкордантный возраст наиболее позднего метаморфического циркона. По отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ он составил 1916 ± 56 млн. лет (большая погрешность связана с низким содержанием U). Эта датировка указывает на то, что метаморфизм происходил сразу же после внедрения дайки. Было продатировано только одно унаследованное ядро циркона. Был получен конкордантный возраст, при этом $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст составил 2651 ± 20 млн. лет. Sm-Nd модельный возраст кварцевого метадiorита оказался таким же – 2.65 млрд. лет.

Выводы. Полученный возраст дайки кварцевого метадiorита вместе с другими изотопными данными указывает на протекание главной С–В коллизии в период 1.96-1.92 млрд. лет, а транспрессии – в период 1.92-1.90 млрд. лет (табл.). На основании доминирования в дайке с возрастом 1916 млн. лет неорархейского корового материала (Sm-Nd модельный возраст 2.65 млрд. лет) и того факта, что она прорывает супракрупные породы серговской толщи с возрастом 1.96 млрд. лет (Sm-Nd модельные возраста ≤ 2.2 млрд. лет [11]), сделан вывод, что палеопротерозойская серговская толща на глубине подстилается архейской корой.

Благодарности. Исследования были завершены в рамках программы ОНЗ-6 «Динамика континентальной литосферы: геолого-геофизические модели». Авторы признательны Н.Г. Бережной и И.П. Падерину (ЦИИ ВСЕГЕИ), а также Е.С. Богомолу (ИГГД РАН) за выполненные изотопные U-Pb и Sm-Nd анализы. Авторы с благодарностью вспоминают О.А. Беляева, который выбрал в Стрельнинском террейне, по-видимому, один из самых лучших участков для структурных исследований, и которого уже нет с нами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балаганский В.В., Глебовицкий В.А. Лапландский гранулитовый пояс и комплементарные структуры // Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005. С. 124-175.
2. Балаганский В.В., Минц М.В., Дэйли Дж.С. Палеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген // Строение и динамика литосферы Восточной Европы: результаты исследований по программам ЕВРОПРОБы. М.: ГЕОКАРТ–ГЕОС, 2006. С. 142-155.
3. Бибикова Е.В., Мельников В.Ф., Авакян К.Х. Лапландские гранулиты: петрохимия, геохимия и изотопный возраст // Петрология. 1993 б. Т. 1. № 2. С. 215-234.
4. Минц М.В. История и главные закономерности формирования раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона // Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС. М.: ГЕОКАРТ–ГЕОС. 2010. Т. 2. С. 309-334.
5. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Балабонин Н.Л. и др. Кольский глубинный раннедокембрийский коллизиион: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении // Вестник СПбГУ. 1997. Сер. 7. Вып. 3. С. 5-18.
6. Мудрук С.В., Балаганский В.В. Структурный анализ серговской толщи палеопротерозоя юго-востока Кольского полуострова, Балтийский щит // Вестник МГТУ. 2009. Т. 12. № 3. С. 492-502.
7. Новые подходы к геологии и тектонике и их следствия для оценки металлогенического потенциала Кольского региона. Окончательный отчет по теме 4–2012–2301 / Авт.: Балаганский В.В., Раевский А.Б., Пожиленко В.И. и др. Апатиты : научный архив КНЦ РАН. 2012. 48 с.
8. Радченко А.Т., Балаганский В.В., Басалаев А.А. и др. Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500000. Отв. ред Ф.П. Митрофанов. Апатиты: КНЦ РАН, 1994. 95 с.
9. Терехов Е.Н. Лапландско-Беломорский подвижный пояс как пример корневой зоны протерозойской рифтовой системы Балтийского щита // Литосфера. 2007. № 6. С. 15-39.
10. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J. *et al.* Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and isotopic evidence supporting a trans-crustal suture in the Lapland Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield // Precambrian Res. 2001. V. 105. N. 2-4. P. 289-314.
11. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland-Kola Orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // European Lithosphere Dynamics. Geological Society. London. Memoir 32. 2006. P. 579-598.

**О ВОЗРАСТЕ КИСЛЫХ МЕТАВУЛКАНИТОВ ЛЕБЯЖИНСКОЙ ТОЛЩИ АРХЕЯ,
КОЛЬСКИЙ П-ОВ, БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ**

Балаганский В.В.¹, Мыскова Т.А.², Скублов С.Г.²

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, balagan@geoksc.apatity.ru

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

**ON THE AGE OF FELSIC METAVOLCANITES OF THE ARCHAEOAN LEBYAZHKA SEQUENCE,
KOLA REGION, BALTIC SHIELD**

Balagansky V.V.¹, Myskova T.A.², Skublov S.G.²

¹ Geological Institute, Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences, Apatity, balagan@geoksc.apatity.ru

² Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russia

Введение. В Кейвском террейне, расположенном в центральной части Кольского полуострова, широко развиты породы, которых нет в других районах северо-востока Балтийского щита или же их объемы там очень незначительны. Среди этих пород, прежде всего, следует назвать габброанортозиты и щелочные граниты с эгирином и арфведсонитом [3, 11] архейского возраста [4], а также уникальные кианитовые, ставролитовые и гранатовые парасланцы Кейв [6]. Кейвский террейн выделяется и по другим характерным только для него чертам. Одна из них – это большое распространение в его пределах кислых метавулканитов, занимающих примерно 30% его площади [10, 13]. В результате метаморфизма исходные породы были превращены в тонкозернистые биотитовые гнейсы с мусковитом и гранатом, а также в мезо- и меланократовые биотитовые плагиосланцы, которые на значительных площадях испытали щелочной метасоматоз и преобразованы в гастингситовые гнейсы [5, 10]. Эти породы широко известны как лебязжинские гнейсы и относятся к лебязжинской свите или толще. Все исследователи были единодушны в признании архейского возраста лебязжинских метавулканитов, тем не менее, необходимость определения возраста этих пород методами геохронологии была очевидной. Сотрудниками ГИ КНЦ РАН предпринимались многочисленные попытки выделить из лебязжинских метавулканитов достаточное количество циркона, пригодного для датирования, но все они оказались безуспешными.

Первые косвенные данные о возрасте лебязжинских гнейсов были получены в результате U-Pb датирования цирконов из метакластолавы риолит-дацитового состава района Малых Кейв [4, 7]. Кислые вулканогенные породы в архейском разрезе супракrustальных пород Малых Кейв считаются возрастными аналогами лебязжинских гнейсов, хотя этот разрез пространственно и отделен от лебязжинской толщи. Пять датированных фракций циркона дали дискордантные значения возраста при вариации значений по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ от 2643 до 2700 млн. лет. Верхнее пересечение дискордии, построенной для этих аналитических точек, отвечает возрасту 2871 ± 15 млн. лет, принятому за время образования метакластолавы и, соответственно, лебязжинской толщи. Однако вопрос о возрасте лебязжинских кислых метавулканитов из стратотипического разреза оставался открытым. Дело в том, что прецизионные геохронологические данные в ряде случаев показали несостоятельность корреляции пород на основе сходства их состава и степени структурно-метаморфической переработки. Наглядными примерами этому являются габброанортозиты Лапландского гранулитового пояса и комплементарных ему структур, а также сильно деформированные и мигматизированные гранитогнейсы Терского побережья Белого моря. Эти габброанортозиты и гранитогнейсы считались архейскими, причём гранитогнейсы относились к раннеархейскому фундаменту, но оказались палеопротерозойскими – возраста их магматических протолитов составляют 2.45 млрд. лет [9] и 1.97 млрд. лет [12], соответственно.

Объекты исследований. Для изотопных исследований были взяты два крупных штучных образца из классических лебязжинских кислых метавулканитов района Больших Кейв. Толща лебязжинских гнейсов образует в этом районе полосу северо-западного простирания между вершинами Шуурурта на северо-востоке и Кырпурта–Поповский–Колокольная на юго-западе и перекрыта кейвскими парасланцами, слагающими эти вершины. Обр. 710–65 был взят рядом с бывшей базой геологоразведчиков на правом берегу р. Семужьей ($67^\circ 34' 41.35''$ с.ш., $38^\circ 09' 13.84''$ в.д.), а обр. К-68 был отобран в нескольких километрах к юго-западу от места взятия обр. 710–65 ($67^\circ 34' 05.01''$ с.ш., $38^\circ 05' 19.00''$ в.д.). Обр. 710–65 представляет собой мелкозернистый гранат-биотитовый гнейс массивного сложения (SiO_2 – 70.56, Al_2O_3 – 13.77, TiO_2 – 0.51, Fe_2O_3 (общ.) – 5.81, MgO – 0.27, CaO – 0.47, Na_2O – 3.57, K_2O – 4.97 мас. %; здесь и ниже данные рентгеноспектрального силикатного анализа, аналитическая погрешность – 5-10%, Центральная лаборато-

рия ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург). Для данного гнейса характерны редкие и близкие к изометричным агрегаты (иногда размером до 1 см) крупных чешуек биотита и зерен граната; в них также присутствуют зерна кварца. Обр. К-68 представлен более кислой разновидностью биотитовых гнейсов ($\text{SiO}_2 - 78.21$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 9.80$, $\text{TiO}_2 - 0.42$, Fe_2O_3 (общ.) – 4.84, $\text{MgO} - 0.02$, $\text{CaO} - 0.98$, $\text{Na}_2\text{O} - 3.03$, $\text{K}_2\text{O} - 2.75$ мас. %).

Из обр. К-68 были выделены всего 5 зёрен циркона, тогда как обр. 710-65 дал относительно большой выход циркона. Под бинокляром из популяции циркона обр. 710-65 были отобраны 58 зёрен для изготовления препаратов с целью изучения цирконов в проходящем свете и на изображениях в катодной люминесценции (CL) и обратно отраженных электронах (BSE). Также был подготовлен препарат с пятью зёрнами циркона из обр. К-68. В препаратах было установлено, что в обр. 710-65 циркон представлен крупными (до 0.5 мм) удлинёнными зёрнами одного морфологического типа и их обломками. Некоторые из них имеют эвгдральный короткопризматический облик; осцилляторная зональность отсутствует. В обр. К-68 цирконы обнаруживают реликты осцилляторной зональности, типичной для магматического циркона.

Изотопные и геохимические данные. На ионном микрозонде SHRIMP-II (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ) были проанализированы 5 зёрен из обр. К-68 и 22 зерна из обр. 710-65 (26 анализов). В одном зерне циркона из обр. К-68 был получен конкордантный возраст 2654 ± 11 млн лет (здесь и ниже погрешность составляет 2σ). Остальные возраста дискордантны и вместе с конкордантным цирконом образуют дискордию с возрастом верхнего пересечения 2638 ± 100 млн лет (рис. А).

В обр. 710-65 для анализа выбирались участки зёрен циркона без признаков их переработки (отсутствие включений и замутнений, видимых в проходящем свете и на CL и BSE изображениях). Получены как конкордантные, так и дискордантные значения возраста (рис. Б). Конкордантными оказались 8 участков (6 кристаллов циркона), которые выглядят как не затронутые или почти не затронутые поздними процессами. Конкордный возраст (*Concordia Age*), рассчитанный для этих 8 аналитических точек, составил 2673 ± 8 млн лет (рис. В). Эти конкордантные точки вместе с двумя субконкордантными образуют дискордию с возрастом верхнего пересечения 2678 ± 7 млн. лет (рис. Г).

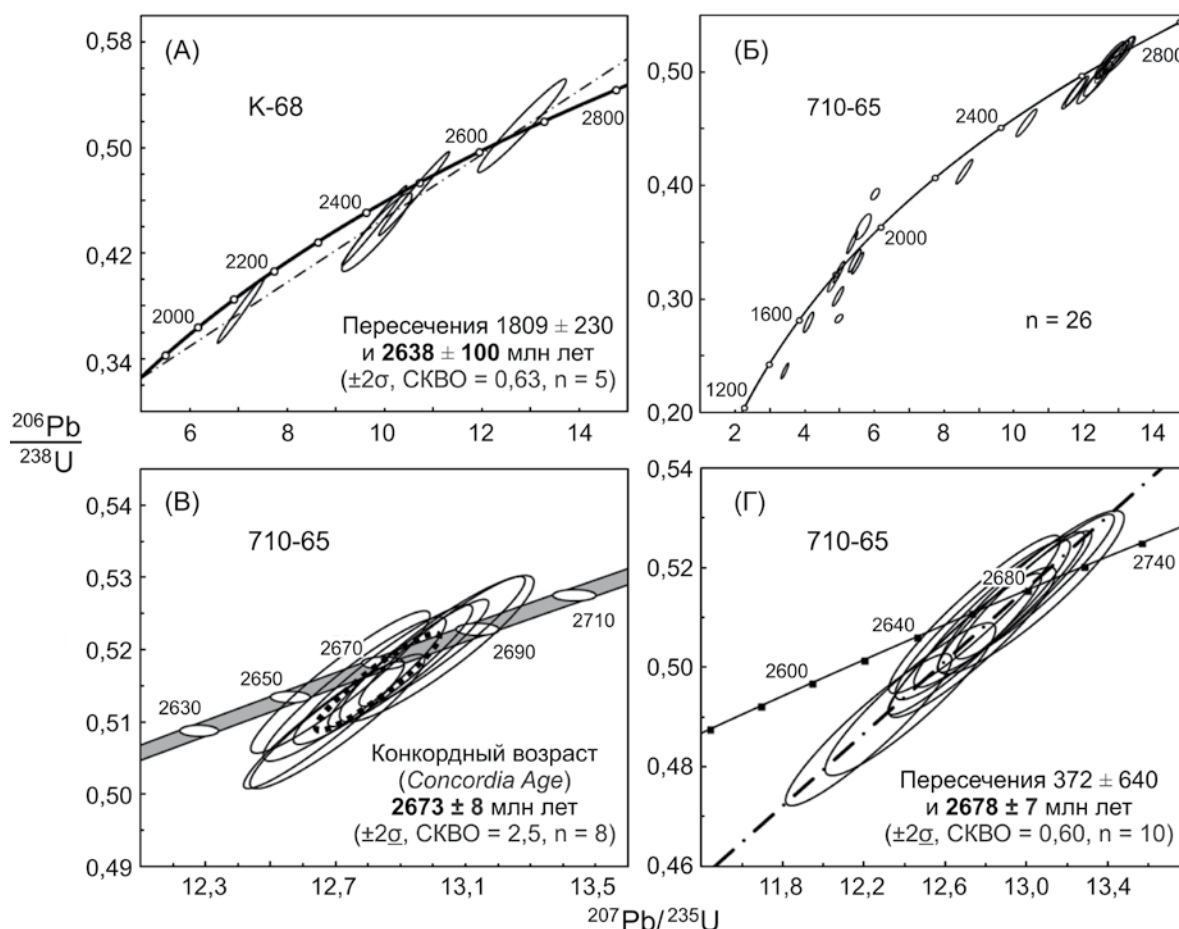


Рис. Диаграммы с конкордией для цирконов из биотитовых гнейсов (кислых метавулканитов) лебяжинской толщи (А – обр. К-68, Б–Г – обр. 710-65); эллипс погрешности – 2σ (А, Б, Г) и 1σ (В).

Для ряда проанализированных участков циркона из лебяжинских гнейсов были получены данные о содержании редкоземельных элементов (микросонд Cameca-IMS-4f, Ярославский филиал Физико-технологического института РАН). Для участков, давших значения возраста 2.67-2.68 млрд. лет, получены спектры распределения редкоземельных элементов, присущие цирконам магматического генезиса. Участки же, затронутые поздними процессами, отличаются спектрами, характерными для метаморфогенных цирконов.

Дискуссия и выводы. Полученные результаты показывают, что возраст неизмененных участков эвгдральных призматических кристаллов циркона из обр. 710-65 определяется как конкордным возрастом (по 8 анализам), так и возрастом верхнего пересечения дискордии с конкордией (по 10 анализам). Эти возраста (2673 и 2678 млн лет) в пределах аналитических погрешностей, не превышающих 8 млн. лет (2σ), идентичны друг другу. Данные по всем 26 проанализированным участкам зёрен циркона из этого образца (см. рис. Б) указывают, что U-Pb изотопная система в большинстве зерен после их кристаллизации была нарушена процессами с возрастом ~ 1.8 и ~ 0.4 млрд. лет (подробное рассмотрение этих процессов выходит за рамки данного сообщения). Поэтому мы полагаем, что за возраст циркона следует принимать более древнее значение 2678 ± 7 млн. лет, полученное по большему количеству аналитических точек (см. рис. Г).

Возраст верхнего пересечения, который был получен при построении дискордии по результатам датирования пяти цирконов из обр. К-68, имеет значительную погрешность и скорее всего, является ориентиром для возрастной оценки. Но представляется очевидным, что в целом этот возраст, с учетом конкордантного возраста 2654 ± 11 млн. лет, согласуется с определениями возраста, полученными для 10 участков в 8 зёрнах циркона из обр. 710-65.

Интерпретация полученного возраста зависит от природы проанализированного циркона. Нам представляется, что реликты осцилляторной зональности магматического типа, эвгдральный призматический облик зерен и характер распределения редкоземельных элементов указывают на магматогенное происхождение циркона. В итоге мы рассматриваем возраст 2678 ± 7 млн. лет как возраст магматической кристаллизации циркона, отражающий время образования лебяжинской толщи.

Полученный возраст кислых метавулканитов лебяжинской толщи в пределах аналитических погрешностей совпадает с возрастом габброанортозитов, щелочных и субщелочных гранитов, прорывающих архейский гранитоидный фундамент Кейвского террейна (2663-2674 млрд. лет [4, 8]). В связи с этим стоит отметить, что габброанортозиты, щелочные граниты и кислые метавулканиты занимают на поверхности примерно 3/4 площади Кейвского террейна. Щелочные граниты являются индикаторами анорогенного режима, и практически одновременное образование с ними значительных объемов кислых вулканитов указывает на то, что этот кислый вулканизм либо должен быть также анорогенным, либо ~ 2675 млн. лет назад произошла резкая смена тектонического режима.

Кислые метавулканиты такого же возраста (2681 ± 18 млн. лет [2]) широко распространены в Беломорской провинции в районе оз. Кукас – оз. Нотозеро (Северная Карелия). Там же известны и разновозрастные с ними гранитоиды [1]. Таким образом, обширный кислый магматизм с возрастом ~ 2.68 млрд. лет является характерной чертой неорархея северо-востока Балтийского щита.

Благодарности. Изотопные исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (проекты 09-05-00160а и 13-05-00402) и были завершены в рамках программы ОНЗ-6 «Динамика континентальной литосферы: геолого-геофизические модели». Авторы благодарны П.А. Львову и Н.Г. Бережной за помощь в выделении цирконов и в подготовке аншлифов, А.Н. Ларионову и С.Л. Преснякову за выполнение U-Pb изотопных анализов, а также С.Г. Симакину и Е.В. Потапову за определение содержания редкоземельных элементов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Н.А., Балаганский В.В., Зингер Т.Ф. и др. Позднеархейская история зоны сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона, Балтийский щит: новые изотопные данные // Докл. АН. 2004. Т. 397. № 3. С. 369-373.
2. Балаганский В.В., Алексеев Н.Л., Хухма Х. и др. Происхождение базальных сланцев сумия и возраст метавулканитов лопия на границе архея и протерозоя в Кукасозерской структуре, Северо-Карельская зона карелид // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. № 4. С. 3-20.
3. Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 224 с.
4. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.

5. Белолипецкий А.П., Гаскельберг В.Г., Гаскельберг Л.А. и др. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 238 с.
6. Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.–Л.: изд-во АН СССР, 1963. 322 с.
7. Беляев О.А., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. и др. Позднеархейский возраст кислых метавулканитов района Малых Кейв (Кольский п-ов) // Докл. АН. 2001. Т. 379. № 5. С. 651-654.
8. Ветрин В.Р., Родионов Н.В. Геология и геохронология неархейского анорогенного магматизма Кейвской структуры, Кольский п-ов // Петрология. 2009. Т. 17. № 6. С. 578-600.
9. Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А. и др. U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского п-ова // Докл. АН. 1993. Т. 331. № 1. С. 95-98.
10. Радченко А.Т., Балаганский В.В., Басалаев А.А. и др. Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500 000. Отв. ред Ф.П. Митрофанов. Апатиты: КНЦ РАН, 1994. 95 с.
11. Шарков Е.В. Анортозитовые ассоциации Кольского полуострова // Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С. 5-61.
12. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland-Kola Orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // European Lithosphere Dynamics. Geological Society of London. Memoir 32. 2006. P. 579-598.
13. Mitrofanov F.P., Pozhilenko V.I., Smolkin V.F. *et al.* Geology of the Kola Peninsula. Apatity: Kola Science Centre, 1995. 145 p.

РОЛЬ ПРОЦЕССОВ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТИНГА В ЭВОЛЮЦИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА В НЕОГЕЕ

Балуев А.С.

Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, baluev@ilran.ru

ROLE OF THE CONTINENTAL RIFTING IN THE EVOLUTION OF THE EAST BALTIC SHIELD IN NEOGEY

Baluev A.S.

Geological Institute RAS, Moscow

В настоящее время общепринятым считается, что консолидация фундамента Восточно-Европейской платформы (БЕП) завершилась на рубеже 1.8-1.7 млрд. лет столкновением протократона Фенноскандии с протократоном Сарматия-Волго-Урاليا (свекофеннский орогенез), в результате чего сформировался кратон Протобалтика [12]. На западе и на севере (в современных координатах) Протобалтики протекали аккреционные и коллизионные процессы, в результате которых Протобалтика оказалась в составе суперконтинента Палеопангеи (Колумбии), причлененная к нему со стороны Тиманской окраины. По всей видимости, поверхность Балтики в то время представляла собой пенеплен, лишь на восточной (уральской) пассивной окраине происходили процессы рифтогенеза и деструкции, а во внутренних частях кратона заполнялись отдельные рифтогенные грабены (Пачелмский, Пашско-Ладожский, Овручский и др.). Таким образом, можно думать, что в раннерифейское время высокое стояние фундамента распространялось, по крайней мере, вплоть до коллизионного сооружения области сочленения протократонов, т.е. щит занимал тогда значительно большее пространство, чем в настоящее время.

В среднем рифее в связи с распадом суперконтинента Палеопангеи мощно проявился континентальный рифтогенез с заложением рифтовой системы Белого моря в режиме трансенсии на тиманской пассивной окраине палеоконтинента Балтика. Согласно палеогеодинамическим реконструкциям [13, 14], континентальная плита Балтика, начала откалываться от Палеопангеи примерно 1240-1265 млн. лет назад. Раскрытие происходило в процессе асимметричного рифтинга, т.е. последовательного продвижения (пропагации) рифта от края вглубь континента при относительном вращении континентальных плит в противоположные стороны: Лаврентии по часовой стрелке, а Балтики против часовой стрелки. В результате на краю Балтики в условиях горизонтального растяжения коры начал формироваться периконтинентальный

осадочный бассейн пассивной окраины, представлявший собой систему субпараллельных рифтовых зон, вытянутых вдоль края плиты и слегка раскрывавшихся веером в сторону расхождения плит, поэтому эта система рассматривается нами как единый структурно-парагенетический ансамбль. Установлено [Балуев, 2006; Костюченко и др., 2006], что палеорифты РСБМ формировались поступательно со смещением от внутренней части кратона к его внешней периферии, т.е. с юго-запада (Онежско-Кандалакшская рифтовая зона) на северо-восток (Баренцевоморская зона) и связаны с растяжением края литосферной плиты Балтика в северо-восточном (в современных румбах) направлении. Другими словами, рифтинг в рифейское время в северо-восточном сегменте ВЕП имел диффузный характер с проградационным образованием зон растяжения (рифтов). Неоднократные этапы грабенообразования сменялись более спокойными периодами площадного седиментогенеза. Таким образом, в среднем рифее произошел раскол кристаллического фундамента палеоконтинента Балтика, часть которого впоследствии погрузилась при плитном режиме платформы. В настоящее время мы наблюдаем, как Онежско-Кандалакшский палеорифт рассекает своим северо-западным концом восточную часть Балтийского щита, а Мезенский (Баренцевоморский) обрамляет последний с северо-востока и отделяет его от Баренцевоморской шельфовой плиты. Это значит, что уже в среднем рифее процессы континентального рифтогенеза определили некоторым образом современную конфигурацию Балтийского щита. В течение всего последующего времени вплоть до настоящего рифтогенные структуры играли существенную роль в дальнейшей эволюции восточной части Балтийского щита.

Однако следует отметить, что в начальный период заложения и развития рифтогенеза в северо-восточном сегменте ВЕП не фиксируются сколько-нибудь значительные проявления внутриплитного магматизма. К этому периоду относится внедрение в земную кору Карельского блока лампроитовой магмы (Rb-Sr возраст 1230 ± 5 млн. лет [5]), сформировавшее Костамукшское дайковое поле в 200 км западнее Кандалакшского грабена, и поле долеритовых даек с возрастом 1176 ± 28 млн. лет (Rb-Sr) [1] в 100 км к северу от северо-западного замыкания Кандалакшского грабена.

Рассматривая палеорифтовую систему Белого моря как рифтовую систему пассивной окраины древнего континента Балтика с крайне незначительным проявлением синрифтового магматизма, можно отнести ее к амагматичным рифтам. Установлено, что развитие амагматических рифтов приводит к образованию пассивных окраин с сильно утоненной континентальной корой, подстилаемой мантийными частично серпентинизированными породами [7]. Древним аналогом такой амагматичной рифтовой системы на Восточно-Европейской платформе может служить палеорифтовая система Белого моря, заложенная в позднем докембрии вдоль северо-восточной (в современных румбах) пассивной окраины древнего континента Балтика. В условиях отсутствия или малого количества магматического материала пассивная окраина формируется только за счет растяжения континентальной литосферы и ее утонения в несколько раз.

В период с 1240 по 1000 млн. лет назад отколовшаяся континентальная плита Балтика дрейфовала к югу от палеоэкватора, разворачиваясь при этом по часовой стрелке примерно на 160° так, что ее присоединение к позднерифейскому суперконтиненту Родинии в конце этого периода произошло уже другой стороной, т.е. со стороны Скандинавской окраины [13, 14]. После гренвильской орогении и вхождения Балтики в состав суперконтинента Родинии (1.0 млрд. лет), в связи с высоким стоянием поверхности континентальной плиты происходит перерыв в осадконакоплении в рифтовом бассейне на 150-300 (?) млн. лет. С гренвильской орогенией, скорее всего, связаны проявления магматизма основного состава на баренцевоморском побережье Кольского полуострова. Долериты, относящиеся к нормальному толеит-базальтовому типу и связанные со зрелой стадией рифтогенеза, сосредоточены вдоль осевой зоны Баренцевоморского рифта, вытянутого вдоль Кольского п-ова в пределах акватории Баренцева моря. Силлоподобные тела, полого залегающие среди архейских гранитоидов Мурманского блока, выполняют в них субгоризонтальные трещины, располагаясь нередко друг над другом. Возраст долеритов в районе Ивановской Губы, где они занимают межпластовое положение в породах рифейского терригенного комплекса, был определен К-Аг методом еще в 60-е годы прошлого столетия в интервале 975-1000 млн. лет [6]. Геологические взаимоотношения с терригенным рифеем однозначно указывают на наличие позднерифейского или более позднего основного магматизма в этом районе. Предполагается [3], что проявление Баренцевоморского магматического комплекса генетически связано с процессами континентального рифтинга, которые активизировались в позднем рифее вдоль древней континентальной окраины Балтики в связи с коллизионными процессами на ее западной окраине. В настоящее время рифейская рифтогенная впадина погребена под толщей более молодых осадков в пределах акватории Баренцева моря, а Мурманский блок Балтийского щита является, по всей видимости, эродированным плечом этого рифта.

В это же время по трещинам кристаллического фундамента в юго-западном борту Онежского грабена Онежско-Кандалакшского палеорифта внедряются дайкообразные тела флюидизатов, представляющие собой конгломератоподобные породы, сцементированные карбонатизированным вулканическим стеклом ультраосновного состава. Возраст цирконов из цемента этих пород ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) 1.10-1.12 млрд. лет. Формирование флюидизатов происходило в результате консолидации твердо-газовых взвесей внутри трещин при прорыве к поверхности глубинных флюидов в зоне динамического влияния главного граничного сброса Онежского палеорифта. Источником этих потоков могли служить магмы основного состава с высоким содержанием летучих, что обеспечивало интенсивное и достаточно продолжительное выделение газов из магм при их декомпрессии, обусловленной возникновением зон растяжения литосферы в процессе рифтогенеза [4].

В конце позднего рифея Тиманская пассивная окраина и вместе с ней рифтовая система Белого моря испытывает растяжение и морскую трансгрессию, связанные, вероятно с распадом Родинии. Краевой бассейн оставался открытым в сторону океана и получил новый импульс для эволюции, благодаря которому рифтовые впадины продолжали углубляться, и в них откладывались терригенные отложения верхнего рифея, которые местами «выплескивались» на борта рифтов. На рубеже рифея и венда в Онежско-Кандалакшском рифте проявляется основной (толеитовый) магматизм. Время накопления базальтов определено по Sm-Nd датировкам 667 ± 31 млн. лет, что соответствует пограничным горизонтам верхнего рифея-нижнего венда, а Sm-Nd изотопные характеристики предполагают астеносферный источник и плюмовую природу базальтов [10]. Характерные аномалии волнового и потенциальных полей предполагают наличие внутри рифейской толщи Кандалакшского грабена подобных вулканогенных образований. Вулканогенные породы, возможно, довольно широко распространены в северо-западной и центральной частях Кандалакшского и на юго-востоке Керецкого грабенов, хотя на поверхности они не обнажаются.

В среднем палеозое северо-восточный сегмент ВЕП, в том числе и северо-восточная часть Балтийского щита, подвергся интенсивному воздействию щелочно-ультраосновного и основного магматизма, проявившегося роями щелочных даек и трубок взрыва, в том числе и кимберлитового состава, а также сложными кольцевыми массивами щелочно-ультраосновной и щелочной формаций, располагающимися в зонах динамического влияния рифтов Беломорской системы. В данном случае проявления девонского магматизма являются едва ли не единственным признаком среднепалеозойской активизации рифейских рифтов. Большинство щелочных пород Кольского полуострова образовалась в течение узкого временного интервала (380-360 млн. лет) [9]. Примечательно, что и для долеритовых даек, развитых вдоль северо-восточного края Кольского п-ова, получены данные об их позднедевонском возрасте [1]. Таким образом, на севере Балтийского щита установлено наличие различных по составу магматических пород, образовавшихся в одно и тоже или близкое время.

Ареал проявлений внутриплитного щелочно-ультраосновного магматизма в среднем палеозое пространственно связан с областью динамического влияния структур палеорифтовой системы Белого моря и представляет собой некий овал, вытянутый вдоль простирания рифтовых структур, в пределах которого по составу и характеру проявления магматизма намечается концентрическая зональность. *Внутренняя, или центральная зона слюдяных кимберлитов* охватывает поля продуктивных слюдяных кимберлитовых трубок (Золотицкое поле в Зимнебережном районе и на Терском берегу Кольского п-ова).

Средняя «мелилититовая» зона объединяет поля даек, трубок и силлов мелилититового состава, при этом северо-западный и юго-восточный фланги «мелилититовой» зоны различаются по характеру и форме проявления магматизма. Если на северо-западном фланге в пределах щита на плечах Кандалакшского и Колвицкого грабенов щелочной магматизм проявлен преимущественно в виде кустов мелилититовых даек, то на юго-восточном фланге в пределах плитной части платформы щелочной магматизм имеет преимущественно диатремовый характер.

Внешняя, или периферическая зона среднепалеозойского магматического ареала в северо-западной своей части объединяет группу массивов центрального типа щелочно-ультраосновной формации в пределах щита, а в юго-восточной – поля трубок толеитовых базальтов, прорывающих осадочный чехол платформы. Есть данные [11], что глубинность образования магматических очагов увеличивается от внешней зоны к центральной, а основность самих пород, наоборот, уменьшается от центра к периферии. Такая зональность среднепалеозойского магматического ареала в северной части ВЕП, скорее всего, отражает плюм-литосферное взаимодействие в области развития континентального рифтинга и может объясняться

неравномерным воздействием термофлюидного потока плюма на верхние слои литосферы. С другой стороны локальные проявления внутриплитного магматизма зависели от конкретной тектонической обстановки и приурочены в данном случае к таким тектоническим элементам земной коры как системы рифтогенных разрывов, зоны аккомодации, плечи рифтогенных грабенов и т.п. Проявления щелочного магматизма в области динамического влияния РСБМ в виде даек и трубок взрыва (в том числе и кимберлитовых) связывается с раскрытием трещин в пределах дуплексов растяжения в зонах сдвига.

Кроме ареального распространения проявлений девонского щелочного магматизма в северной части ВЕП существует также и линейная зона, с которой связаны проявления и щелочного, и базитового магматизма в среднем палеозое. Это Хибино-Контозерская тектоническая зона на Кольском п-ове, которая является структурой пропации Восточно-Баренцевского рифтогенного трога в пределы Балтийского щита. В области Хибинского и Ловозерского массивов эта зона сочленяется (или сечет?) с Беломорским ареалом. Сочетание различных магматических серий определяется приуроченностью этих смешанных магматических ассоциаций к Хибино-Контозерской зоне.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука, 2009. 383 с.
2. Балувев А.С. Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона // Геотектоника. 2006. № 3. С. 23-38.
3. Балувев А.С., Кузнецов Н.Б., Зыков Д.С. Новые данные по строению литосферы и истории формирования Западно-Арктического шельфа (моря Белое и Баренцево) // Строение и история развития литосферы (серия «Вклад России в Международный полярный год»). – М.: Paulsen. 2010. С. 252-292.
4. Балувев А.С., Моралев В.М., Пржиялговский Е.С. и др. О вероятном эндогенном происхождении конгломератоподобных пород юго-восточного побережья Белого моря // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 4. С. 412-424.
5. Беляцкий Б.В., Никитина Л.П., Савва Е.В. и др. Изотопные характеристики лампроитовых даек восточной части Балтийского щита // Геохимия. 1997. № 6. С. 658-662.
6. Геологическая карта СССР м-ба 1:200000 листов R-37-XXXIII, XXXIV. Объяснительная записка. М.: Недра, 1966.
7. Казьмин В.Г., Бяков А.Ф. Континентальные рифты: структурный контроль магматизма и раскол континентов // Геотектоника. 1997. № 1. С. 20-31.
8. Костюченко С.Л., Джи Д., Егоркин А.В. и др. Структура и геодинамика земной коры северо-востока Европейской части России // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2006. С. 540-553.
9. Крамм У., Когарко Л.Н., Кононова В.А. Средний и поздний девон – краткий период магматической активности в палеозойской Кольской щелочной провинции (Россия и Финляндия) // Магматизм рифтов и складчатых поясов. М.: Наука, 1993. С. 148-168.
10. Носова А.А., Ларионова Ю.О., Веретенников Н.В. и др. Корреляция неопротерозойского вулканизма Юго-Восточного Беломорья и Западного Урала: новые данные об изотопном возрасте базальтов Солозера (Онежский грабен) // Докл. АН. 2008. Т. 418. № 6. С. 811-816.
11. Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Шавырина М.В. Мантийные ксенолиты из кимберлитовых месторождений округлых алмазов Зимнебережного района, Архангельская алмазоносная провинция // Петрология. 2000. Т. 8. № 5. С. 518-548.
12. Bogdanova S., Gorbatshev R., Garetsky R.G. EUROPE: East European Craton // Encyclopedia of Geology. Elsevier, 2005. V. 2. P. 34-49.
13. Cawood P.A., Strachan R., Cutts K. *et al.* Neoproterozoic orogeny along the margin of Rodinia: Valhalla orogen, North Atlantic // Geology, February. 2010. V. 38. N. 2. P. 99-102.
14. Piper J.D.A. The Neoproterozoic supercontinent. Rodinia or Palaeopangaea? // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 176. P. 131-146.

ПРЕЦИЗИОННОЕ (ID-TIMS) U-Pb ДАТИРОВАНИЕ ЕДИНИЧНЫХ ЗЕРЕН ЦИРКОНА И БАДДЕЛЕЙТА ДЛЯ ЦЕЛЕЙ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Баянова Т.Б.,¹ Морозова Л.Н.,¹ Федотов Ж.А.,¹ Нерович Л.И.,¹ Белоусова Е.², Митрофанов Ф.П.¹

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, tamara@geoksc.apatity.ru

² Университет Макьюре, Австралия

PRECISE (ID-TIMS) U-Pb DATING SINGLE GRAINS ZIRCON AND BADDELEYITE FOR AIMS OF REGIONAL GEOLOGY OF THE BALTIC SHIELD

Bayanova T.B.¹, Morozova L.N.¹, Fedotov D.A.¹, Nerovich L.I.¹, Belousova E.², Mitrofanov F.P.¹

¹ Geological Institute KSC RAS, Apatity

² Macquarie University, Australia

Метод изотопного U-Pb (ID-TIMS) датирования по единичным зернам был поставлен с помощью ведущих специалистов европейских стран (Норвегия – Ф. Корфу и Германия – В. Тодт и У. Поллер) в ГИ КНЦ РАН [1]. За текущий период были заново изучены реперные объекты Балтийского щита – комплексы ТТГ, гранулиты [2], расслоенные ЭПГ интрузии и их дайковые разновидности, карбонатиты [3] и щелочные породы.

Время формирования древнейших комплексов ТТГ и серых гнейсов, развитых в Центрально-Кольском мегаблоке, оценивается более чем в 3.17 млрд. лет, получены новые данные SHRIMP для ядерных частей цирконов в 3.7 млрд. лет (рис. 1 а). Для международного полигона Воче-Ламбина, который является типичным представителем неоархейского зеленокаменного пояса и мезоархейских ТТГ, получены новые возраста [4] по единичным зернам цирконов (рис. 1 б). Впервые получены древние – 3.16 млрд. лет U-Pb данные для единичных зерен в серых гнейсах Центрально-Кольского блока (рис. 1 в). Время наложенного на породы этих блоков регионального метаморфизма амфиболитовой фации продатировано по единичным зернам и отражает близкие возраста неоархейской эпохи в 2704, 2753, 2776 млн. лет. Таким образом, развитие континентальной коры Кольского региона Балтийского щита было пульсационным в эпохи 3.7 и 3.1 млрд. лет.

Для расслоенных ЭПГ интрузий палеопротерозоя были получены новые U-Pb данные по бадделейту и циркону для Мончегорского рудного узла. Для габброноритов-пегматитов критического горизонта г. Нюд, которое является крупнейшим Cu-Ni месторождением Мончегорского плутона получен новый прецизионный U-Pb возраст по бадделейту и циркону, равный 2503.5±4.6 млн. лет (рис. 2 а).

Зона сочленения двух плутонов – Мончегорского и Мончетундровского – является предметом многолетних споров [5]. В ходе проведенных детальных полевых геологических исследований 2004-2010 гг. была отобрана большая представительная проба плагиопироксенитов из Пентландитового ущелья. Были выделены бадделейт и несколько зерен цирконов. Новый U-Pb возраст по единичным зернам равен 2502.3±5.9 млн. лет (рис. 2 б), и можно отметить хорошую сохранность изотопной U-Pb системы в акцессорных минералах, поскольку получен близконкордантный возраст. Предгорье г. Вурэчуайвенч является Pt-Pd рифом Мончегорского плутона. Для прецизионного U-Pb датирования были отобраны зерна бадде-

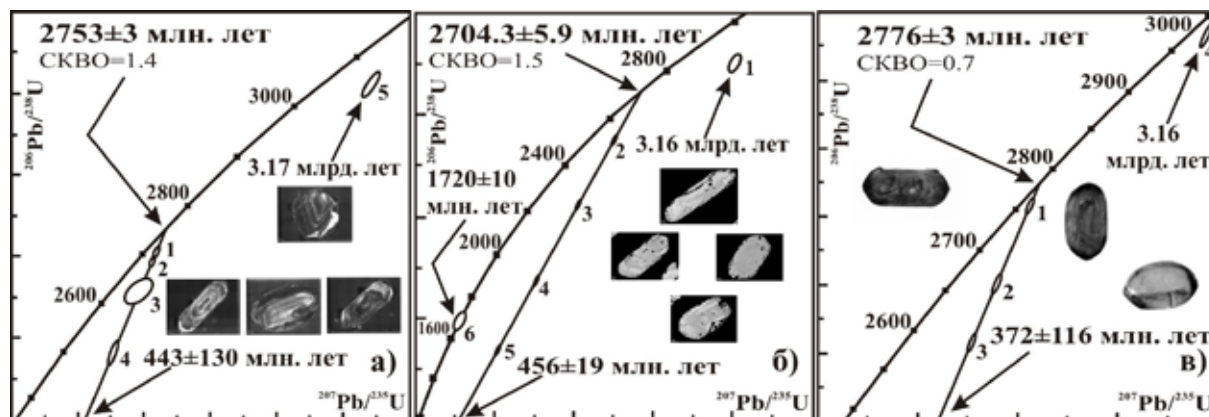


Рис. 1. Изотопные U-Pb диаграммы с конкордией для цирконов ТТГ комплексов из: а) серых гнейсов Центрально-Кольского блока, г. Мурманск; б) метатоналита участка «Южный» Воче-Ламбины; в) серых гнейсов Мончегорского рудного района, г. Ниттис-Варака.

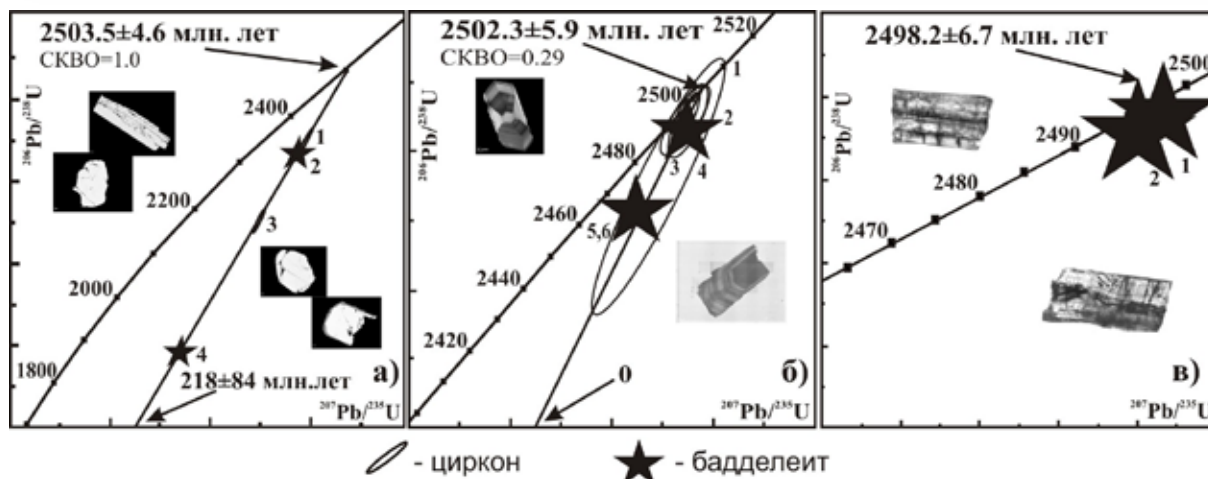


Рис. 2. Изотопные U-Pb диаграммы с конкордией для:

а) циркона (1, 3) и бадделеита (2, 4) из габбронорит-пегматита критического горизонта г. Нюд Мончегорского рудного района; б) циркона (1-3, 6) и бадделеита (4, 5) из плагипироксенита Пентландитового ущелья зоны сочленения Мончегорского и Мончетундровского массивов; в) бадделеита из крупнозернистого метагаббронорита предгорья г. Вурчуйвенч Мончегорского плутона.

леита из крупнозернистого метагаббронорита. Новый U-Pb возраст по двум близконкордантным точкам бадделеита равен 2498.2±6.7 млн. лет, этот возраст хорошо согласуется с данными SHRIMP по цирконам, равным 2504±8 млн. лет [6].

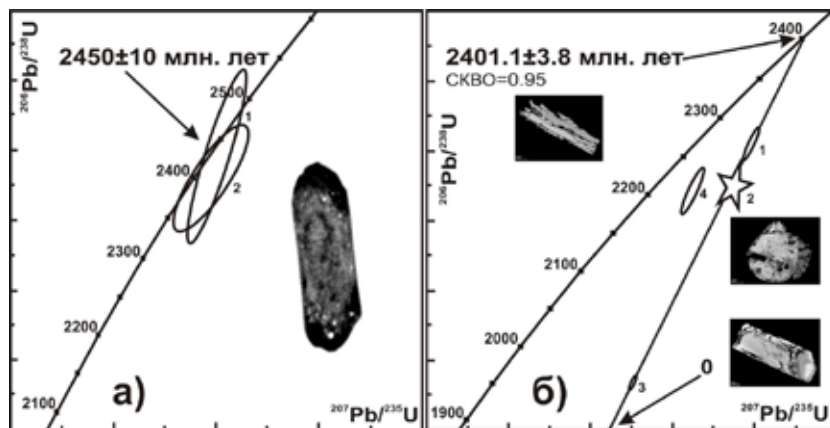


Рис. 3. Изотопные U-Pb диаграммы с конкордией для:

а) циркона (1, 2) из метадолерита Мончетундровского массива; б) циркона (1, 3, 4) и бадделеита (2) для амфиболизированного габброанортозита Мончетундровского массива.

натитов Ковдорского массива, равный 379.2±0.3 млн. лет, этот возраст близок данным LAM-ICP-MS, равный 379.8±3 млн. лет (Австралия). Можно отметить, что по данным LAM-ICP-MS внутри зерен бадделеита находятся более молодые участки с U-Pb возрастом в 346±7.9 млн. лет. Природа такой гетерогенности в U-Pb систематике по единичным зернам бадделеита выявлена методами LAM-ICP-MS и ID-TIMS и связана со сложной геохимией распределения урана в зернах бадделеита [7].

Исследования проводятся в рамках проектов РФФИ №№ 11-05-00570, 13-05-00493, офи-м 13-05-12055, IGCP-599 и программ ОНЗ РАН №№ 2, 4, 6.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баянова Т.Б., Корфу Ф., Тодт В. и др. Гетерогенность стандартов 91500 и TEMORA-1 для U-Pb датирования единичных цирконов // Тез. докл. XVIII симпозиума по геохимии изотопов им. акад. А.П. Виноградова, М.: ГЕОХИ. 14-16 ноября 2007. С. 42-43.

2. Petrovskaya L.S., Bayanova T.B., Petrov V.P. The Neoproterozoic enderbite-granulite complex of the central Kola block: Stages of evolution (Kola Peninsula) // Proceedings of the MSTU. 2012. V. 15. N 2. P. 395-403.
3. Corfu F., Bayanova T., Shchiptsov V. *et al.* A U-Pb ID-TIMS age of the Tikshezero carbonatite: expression of 2.0 Ga alkaline magmatism in Karelia, Russia // Central European Journal of Geosciences. 2011. P. 302-308.
4. Морозова Л.Н., Баянова Т.Б., Серов П.А. Основные этапы гранитообразования в архее северо-востока Балтийского щита (на примере полигона Воче-Ламбина) // Литосфера. 2011. № 6. С. 14-26.
5. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение / Ред. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2004. Ч. 1. 177 с.
6. Рундквист Т.В., Баянова Т.Б., Сергеев С.А. и др. Палеопротерозойский расслоенный платиноносный массив Вурэчуайвенч (Кольский п-ов): новые результаты U-Pb (ID-TIMS и SHRIMP) датирования бадделеита и циркона // Докл. АН. 2013. (в печати).
7. Amelin Yu.V., Zaitsev A.N. Precise geochronology of phoscorites and carbonatites: The critical role of U-series disequilibrium in age interpretations // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2002. V. 66. N. 13. P. 2399-2419.

ВУЛКАНИТЫ КУЭТСЯРВИНСКОЙ СЕРИИ: ИСТОЧНИКИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Богина М.М.¹, Шарков Е.В.¹, Злобин В.Л.², Чистяков А.В.¹

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии, и геохимии РАН, Москва, sharkov@igem.ru

²Институт геологии РАН, Москва

VOLCANIC ROCKS OF THE KUETSJARVI GROUP: GEODYNAMIC SETTING AND SOURCES

Bogina M.M.¹, Sharkov E.V.¹, Zlobin V.L.², Chistyakov A.V.¹

¹ Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry RAS, Moscow

² Geological Institute RAS, Moscow

Палеопротерозой представляет собой одну из наиболее важных эпох в истории Земли. Это время ознаменовалось кардинальными изменениями в биосфере и появлением новых форм в органическом мире. Эти события коррелируются и по-видимому были связаны с изменениями в стиле тектономагматических процессов на рубеже 2.2-2.0 млрд. лет, во второй половине палеопротерозоя, соответствующий ятулийскому надгоризонту. В связи с этим, очень важно выяснить геодинамические условия, определяющие развитие Земли на этом этапе. Наиболее полно ятулийский разрез Балтийского щита представлен в районе Онежской и Сегозерской структур Карельского кратона и в Печенгской структуре Кольского кратона. В Печенгской структуре вулканы данного временного интервала развиты в ее северной части и относятся к куэtságвинской серии. Их разрез характеризуется чрезвычайно широким породным разнообразием при значительной роли вулканитов субщелочной серии. Такие образования довольно редки для раннедокембрийской истории, что резко отличает эти вулканы как среди всех раннедокембрийских разрезов Карело-Кольского региона, так и от их аналогов в пределах Карельского кратона. Материал был отобран из скважин № 6А, пробуренной в рамках международной научной программы по глубинному континентальному бурению (Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project, FAR-DEEP) под руководством В. А. Мележика и А. Лепланда (Геологическая служба Норвегии). Скважина вскрыла разрез мощностью около 313 м, представленный в основном вулканическими породами с прослоем вулканобломочных пород в верхней части разреза и детально описанный в работе [3], где данные породы отнесены к куэtságвинской вулканической свите. В разрезе скважины были выделены (снизу вверх): трахиандезитовая и базальтовые пачки разделенные конгломератами мощностью 22-50 м [3]. Согласно принятому стратиграфическому подразделению [1], выделенные толщи соответствуют верхней части нижнекуэtságвинской и нижней части верхнекуэtságвинской подсвит раннего ятулия. По последним данным U-Pb датирования по циркону, возраста нижележащей мааярвинской и вышележащей колосьокской свит составляют 2140 ± 5 млн. лет и 2340 ± 3 [2]. Соответственно формирование рассматриваемой толщи происходило в интервал 2140-2340 млн. лет назад.

На классификационной диаграмме $K_2O+Na_2O - SiO_2$ породы демонстрируют существенный разброс по составу от базальтов до андезитов с переходами в субщелочные аналоги (трахибазальты, трахиандези-

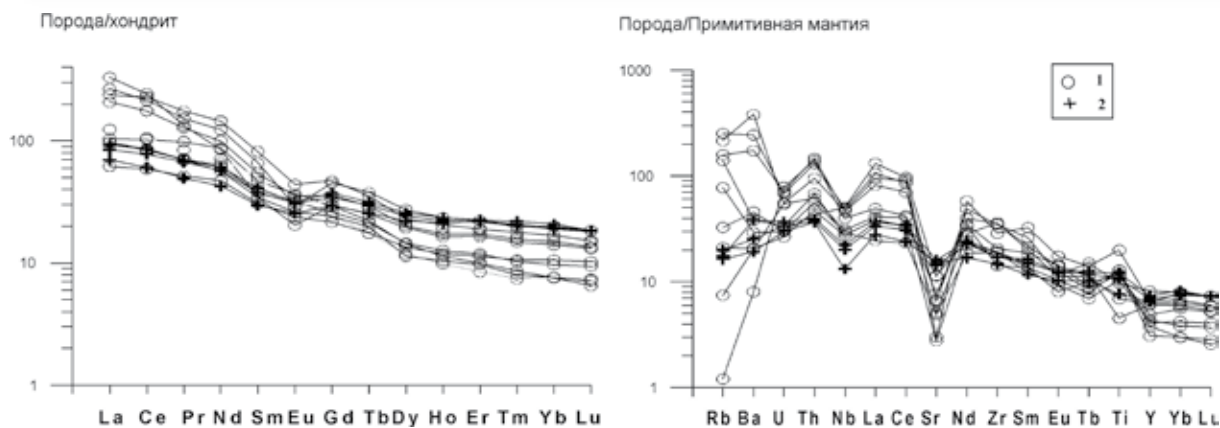


Рис. 1. Распределение РЗЭ нормализованные к С1 хондриту и редких элементов, нормализованных к составу примитивной мантии, для вулканитов куэтсарвинской серии.

1 – вулканиты субщелочной серии, и 2 – толеитовые базальты.

базальты, трахиандезиты). Отсутствие единого тренда и широкий разброс точек предполагает, что породы были изменены и их петрогенный состав, особенно вариации щелочей, не отражают исходного состава. Поэтому для классификации мы использовали диаграмму основанную на вариациях инертных компонентов: $Zr/TiO_2-Nb/Y$ [4]. Большая часть пород соответствует субщелочным базальтам и трахиандезитам при подчиненном количестве базальтов нормальной щелочности. На диаграмме $Zr-Y/Nb$ куэтсарвинские базальты соответствуют в основном щелочным и переходным базальтам при подчиненной роли толеитовых базальтов. Таким образом, вулканиты скважины представлены продуктами 2 серий: преобладающей субщелочной и толеит базальтовой.

Толеиты представлены фракционированными (mg# 38%) высоко-Ti базальтами, обогащенными высокозарядными элементами. Субщелочные разности демонстрируют более широкие вариации магнезиальности от 32 до 52. Таким образом, магнезиальность щелочных разностей часто выше или соответствует магнезиальности толеитовых базальтов, что свидетельствует о том, что данные породы не были сформированы в результате единого процесса фракционирования. Тот факт, что фракционирование не играло значительной роли в формировании данных пород также подтверждается вариационными диаграммами «инертный элемент-SiO₂», где породы не образуют единых трендов. Все породы характеризуются высокими концентрациями высокозарядных элементов, тогда как концентрации литофильных элементов сильно варьируют, демонстрируя положительную корреляцию с K₂O, что особенно наглядно видно для содержаний Ba.

Спектры РЗЭ толеитовых базальтов характеризуются умеренным фракционированием ЛРЗЭ при практически плоском спектре ТРЗЭ: $La/Yb_N = 3.6-4.5$; $La/Sm_N = 2.2-2.4$, $Gd/Yb_N = 1.5-1.7$ и крайне незначительной Eu аномалии ($Eu/Eu^* = 0.80-0.85$). Спектры РЗЭ субщелочных пород отличаются гораздо более значительным фракционированием ЛРЗЭ, фракционированными спектрами ТРЗЭ ($La/Yb_N = 43.9-5.8$; $La/Sm_N = 2.2-2.4$, $Gd/Yb_N = 2.04-3.92$) при вариациях значений Eu аномалии от 0.53 до 1. На спайдерграм-

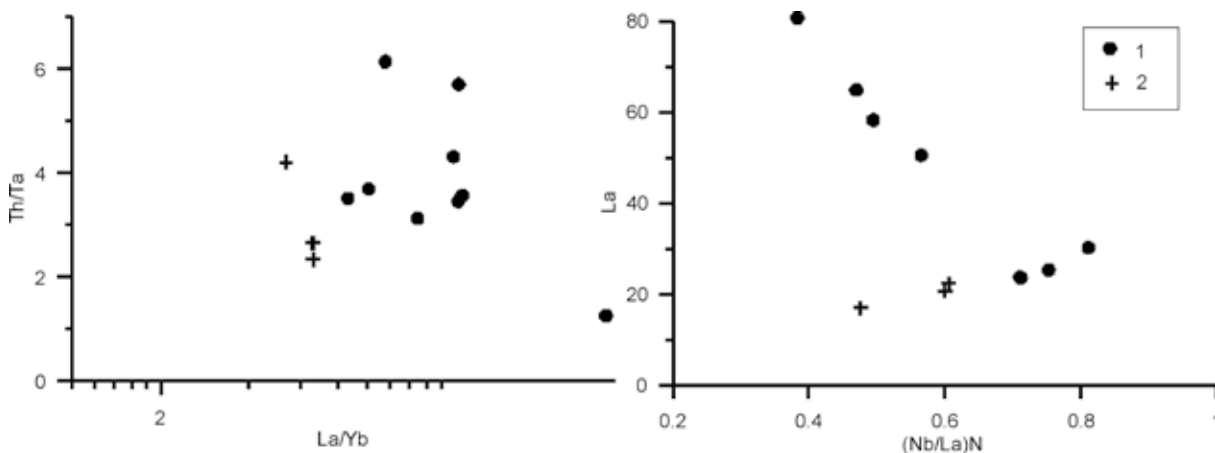


Рис. 2. Диаграммы Th/Ga-La/Yb La-(Nb/La)N для 1 – субщелочные базальты куэтсарвинской серии; 2 – толеитовые базальты куэтсарвинской серии.

мах породы характеризуются отрицательными аномалиями Nb и Sr при знакопеременной аномалии Ti. Видно, что щелочные породы обогащены относительно толеитов U, Th, Nb (рис. 1).

Анализ поведения несовместимых редких элементов дает нам возможность сравнить условия образования материнских магм изученных вулканитов. Вариации отношений несовместимых элементов отражают различия в степени плавления мантийного субстрата, особенности его состава, относительную глубину выплавления магм, а также влияние других процессов. Так, толеитовые базальты характеризуются большими отношениями Zr/Nb чем субщелочные, что свидетельствует об их формировании при большей степени плавления, а меньшие величины Nb/U в них могут отражать контаминацию расплава веществом континентальной коры. Вариации отношения La/Yb также подтверждают различия в степени плавления мантийного субстрата: с уменьшением степени плавления величина La/Yb отношения увеличивается. Одновременное увеличение Ce/Y отношения в щелочных породах свидетельствует об их образовании на больших глубинах.

Толеитовые базальты характеризуются невысокими значениями La/Yb и Ti/Y (323-449) и высокими значениями Lu/Hf (0.11-0.16), что типично для пород, сформированных при плавлении шпинелевых перидотитов. Источник субщелочных базальтов был более глубокий (Ti/Y = 640-1140, Lu/Hf = 0.03-0.05), что указывает на возможное присутствие граната в равновесном рестите. Изотопно-геохимическое изучение показало что данные породы имеют довольно близкий изотопный состав Nd ($\epsilon\text{Nd}(2200) = +1.5$ в щелочном базальте и $+1.9$ в толеитах).

Для оценки корового вклада в состав базальтов мы использовали отношения Nb/Nb^* , Nb/La_N , Nb/Th_N . Практически во всех изученных породах они меньше 1, что может свидетельствовать как о коровой контаминации, так и об обогащенном мантийном источнике. Однако, отсутствие корреляции на диаграмме Th/Ta-La/Yb а также корреляции между Nb/La отношением отражающим глубину Nb аномалии и содержаниями La и Th (рис. 2) свидетельствует против коровой контаминации. Таким образом, повышенные содержания ЛРЗЭ и Th в щелочных породах являются характеристиками их мантийного источника.

На петротектонической диаграмме Zr/4 - 2Nb-Y (рис. 3а), основанной на соотношении инертных компонентов, изученные породы щелочной специфики попадают в поле внутриплитных щелочных базальтов, а толеиты, соответственно, - в поле внутриплитных толеитов и островодужных базальтов. На диаграмме Zr-Ti/100-Y3 (Pearce and Cann, 1973) субщелочные породы также попадают в поле внутриплитных базальтов (рис. 3б), при этом перекрываясь с составом пород Тристан де Кунья – «чистых» внутриплитных пород (OIB) без корового вклада, в то время как толеиты смещаются к полю островодужных базальтов, перекрываясь с высоко-Ti вулканитами Параны, для которых отмечается существенный литосферный вклад. Это подтверждает сделанное выше предположение о следах коровой контаминации в их составе.

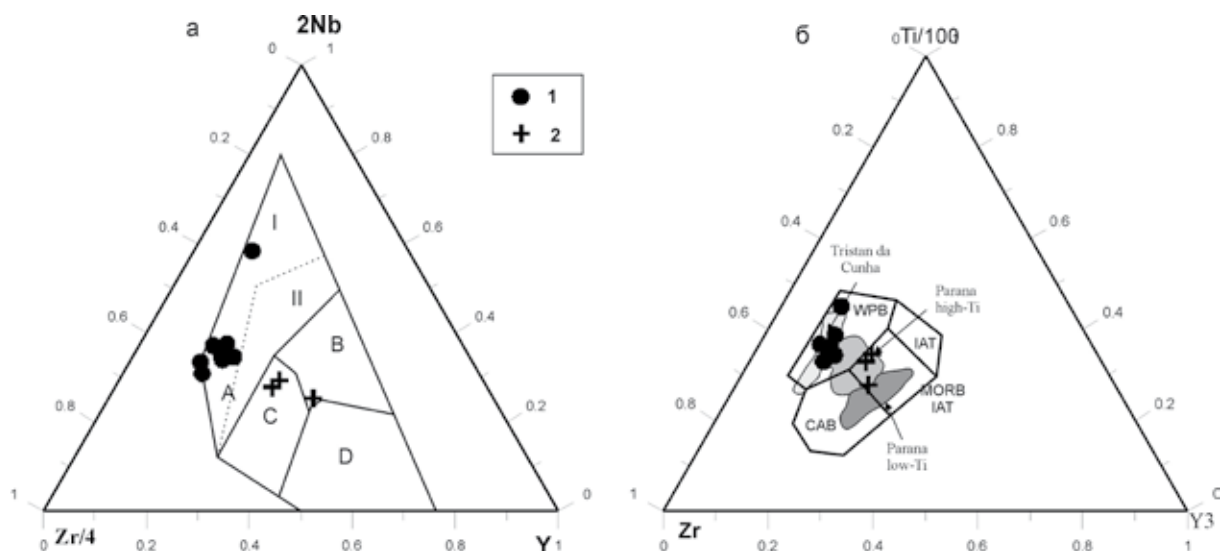


Рис. 3. Дискриминантные петротектонические диаграмм.

1 – субщелочные базальты куэцярвинской серии; 2 – толеитовые базальты куэцярвинской серии. (а) Zr/4-2Nb-Y (Metschede, 1986). Поля: АI – внутриплитные щелочные базальты; АII – внутриплитные щелочные и толеитовые базальты; С – внутриплитные толеитовые и островодужные базальты; D – базальты вулканических дуг и срединно-океанических хребтов. (б) Zr-Ti/100-Y3 (Pearce, Cann, 1973). Поля: CAB – известково-щелочные базальты; IAT – островодужные толеиты; MORB – базальты срединно-океанических хребтов; WPB – внутриплитные базальты.

Изотопно-геохимическое изучение показало что данные породы имеют довольно близкий изотопный состав Nd ($\epsilon_{Nd} = +1.5$ в щелочном базальте и $+1.9$ в толеитовом). Однако, с учетом вышесказанного, толеиты были получены из источника с более радиогенным составом, тогда как состав Nd в щелочном базальте, по-видимому, отражает состав их обогащенного источника.

Таким образом, полученные нами данные подтверждают представления о существовании внутриплитной обстановки на раннеятулийской стадии развития Балтийского щита. Вулканиты куэтсарвинской серии представлены двумя типами пород: субщелочными и толеитовыми. Согласно геохимическим данным, породы субщелочной серии сформировались в результате низких степеней плавления мантийных источников в равновесии с гранатом, тогда как толеиты были генерированы на меньших глубинах, в шпинелевой фации, при больших степенях плавления, и, возможно, испытали некоторую коровую контаминацию. Незначительные различия в изотопном составе Nd предполагают близкий состав источников двух серий вулканитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты № 11-05-00695а и № 11-05-00492а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Сулова С.Н. Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии // М.-Л.: Наука, 1964.
2. Скуфьин П.К., Баянова Т.Б. Материалы X (Юбилейной) Ферсм. конф. (в печати).
3. Hanski E.J., Melezhik V.A., Lepland A. *et al.* Kuetsjärvi Volcanic Formation: FAR-DEEP Hole 6A and related outcrops // In: Melezhik, V.A. (Editor-in-Chief), Prave A., Fallick A., Kump L. *et al.* (eds.) Reading the Archive of Earth's Oxygenation. V. 2: The Core Archive of the Fennoscandian Arctic Russia - Drilling Early Earth Project, Springer-Verlag, 2013. P. 650-678.
4. Winchester J.A. and Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chem. Geol. 1977. V. 45. P. 499-452.

МЕТАМОРФИЗМ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД СУРЬМЯНО – РТУТНО – ЗОЛОТО – И СУРЬМУСОДЕРЖАЩИХ ОЛОВЯННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗЕРАВШАНО – ГИССАРСКОГО РУДНОГО ПОЯСА (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Вазиров К.В., Малахов Ф.А.

Научно-исследовательский институт ТНУ, Душанбе, malahov75@mail.ru

THE METAMORPHISM OF ORE-HOSTING ANTIMONY, MERCURY, GOLD AND ANTIMONY- BEARING TIN DEPOSITS OF THE ZARAFSHON - HISSOR ORE BELT (SOUTH TIEN-SHAN)

Vazirov K.V., Malakhov F.A.

Research institute of the TNU, Dushanbe

В 40-х и начале 50-х годах прошлого века на территории Зеравшано – Гиссарского рудного пояса исследователи усиленно проводили поиски золото – редкометалльных и ртутно-сурьмяных месторождений; но серьёзное значение не придавали на геологическое строение, литологический состав пород, вследствие чего изменённые доломиты картировались как изменённые кварцевые порфиры, а терригенные породы (C_{2+3}) принялись за вулканогенные образования (P_1).

Проявление площадного метаморфизма и массовая деформация пород в зонах разломов обусловила потерю их первичной структуры, что привело к неточностям в определении исходной породы этих образований.

Подавляющее большинство вмещающих пород задолго до рудоотложения подверглись воздействию регионального и контактового метаморфизма, в результате которого в одних случаях образовались роговики, кварцево – кремнистые и кварцевидные породы, в других – скарны, формировались зоны перекристаллизации и осветления, возникли мраморы, в третьих – отдельные разновидности пород подверглись графитизации. Позже проявились процессы гидротермального изменения, которые накладывались на более ранние изменения, затушевывая их.

В локализации сурьмяно – ртутного, золотосульфидного и сурьмусодержащего оловянного оруденения роговики выступают в роли механически наиболее благоприятной среды, в которой вследствие высокой хрупкости пород развиваются зоны дробления и массовой трещиноватой. К таким участкам приурочены золотосульфидная (Чашманият), ртутно – сурьмяно – золото – и редкометалльно – флюоритовая (Кончоч), сурьмяно – кварцевая (Чоррага, Пиндар), касситерит – силикатно – сульфидная (Тагобикуль, Курмарх, Мушистон и др.) минерализация, где золото, пирит, арсенопирит и касситерит в виде тонких прожилков выделяются по трещинам в зонах дробления, а киноварь – в виде тонких плёнок среди прокварцованных роговиков (Янгуз – Булак, Хайдарканское, Кловвердея в Калифорнии).

На геологических разрезах месторождений Зерафшано – Гиссарского рудного пояса видно, что окварцеванию подвергаются сланцы ордовика, нижнего силура, доломиты лудлова и среднего девона (Джижикрут, Тавасанг), известняки, сланцы девона (Джижикрут, Новиматек, Кавнок, Гурдара, Бузинова, Каракамар, Сухта и др.); по ним в свою очередь, развивались тектонические брекчии кварц – кремнистого и кварц – карбонат – джаспероидного состава. Места образования джаспероидов – зоны контакта карбонатных пород с перекрывающими их терригенными породами в виде пластообразных залежей «причленяются» к разломам, выклиниваясь по мере удаления от него. При полном замещении порода состоит из плотно сросшихся, различно ориентированных удлинённых индивидов кварца и карбоната. Джаспероиды представляют собой плотные, массивные образования с мелкими порами породы тёмного или светло – серого цвета. Вследствие повышенной хрупкости джаспероиды, формирующиеся на предрудном этапе, подвергаются в последующем – частичному дроблению и окварцеванию с образованием джаспероидно – кварцевых брекчий. К последним приурочены основные рудные тела месторождений сурьмяно – ртутно – мышьяково – золото – флюоритовой формаций Центрального Таджикистана (Вазиров, 1992), Южной Ферганы, Южного Китая (Федорчук, 1985; Никифиров, 1969 и др.).

Месторождения описываемого типа контролируются структурами экранирования, что выражается в более сложном строении рудовмещающих джаспероидов, кварцитов, роговиков и др.

В более поздних процессах окварцевания в карбонатных породах кварц развивается по трещинам, слагает прожилки кварцевого кварц – карбонат – киноварного, кварц – антимонитового состава, развиваются околожильные кварц – серицитового, кварц – диккит – киноварного и киноварь – кальцитового состава. На месторождениях сложного и секущего типов развивается мелкозернистый кварц и халцедон. В породах терригенного и силикатного состава развиваются микрокварциты и кварциты (Кончоч, Чоррага, Тарор, Гиждарва и др.). Порода состоит 90% из SiO_2 .

Интересным и уникальным во многих отношениях является Кончочское месторождение, расположенное в одноименной рудной подзоне, контролируется Каракульским взбросо – надвигом. Оруденение развивается на стыке двух тектонических зон (Главный Гиссарский и Зеравшано – Туркестанский) в поднадвиговых и сложных системах трещиноватости, милонитизации и метаморфизованных терригенных толщах и осветлённых гранит – порфиоров и наличием трубок взрыва, выполненных породами щелочного состава. Оруденение локализовано вдоль разлома в переработанных карбонатных и терригенных породах. Ведущими рудными минералами являются киноварь, антимонит, золото, из нерудных – диккит, серицит, кварц и флюорит. В изменённых гранодиорит – порфирах встречается альмандин, в трубке взрыва – графит, биотит, гранат, полевой шпат и др.

В глубоких горизонтах и участках, широкое развитие получают сурьмяные руды с тонкодисперсным золотом, а в вмещающих метаморфитах – значительные скопления арсенопирита, пирита, марматита, опять – таки, с мелкокрапленным и изоморфным золотом и серебром. Наиболее благоприятными для локализации ртутного и сурьмяного оруденения (с флюоритом) являются гидротермально изменённые породы, брекчии и милониты, а также зоны контакта последних с перекрывающими их березитизированных и аргиллизированных гранит – порфиоров. Киноварь встречается в брекчированных и «очерненных» милонитах и сланцах, образовавшихся за счёт динамометарфизма, крутопадающих даек основного состава и карбонатных пород, а антимонит и флюорит – в брекчированных, осветлённых гранит – порфирах, сульфиды с аксессуарным золотом в брекчиях карбонатного состава. Милониты Кончоча обязаны своим почернением обильному выделению тонковкрапленного пирит – мельниковита гидротермального происхождения, а в надрудных сланцах – битумом, выщелачиваемым из нижележащих известняков, обогащённых органикой. Встречается урановая чернь; чёрный цвет обусловлен их исходной битуминизацией и металлоносностью, а с другой стороны, считается индикатором скрытого оруденения на ртутно – сурьмяного и золотого оруденения карлинского типа.

На Кончочском месторождении развивался процесс пропилитизации. Под действием гидротермальных растворов роговая обманка замещается эпидотом, хлоритом и кальцитом. Под воздействием более поздних гидротермальных растворов роговая обманка, биотит, плагиоклаз, гранат, и эпидот хлоритизируются. Это явление особенно характерно для скарново – рудных, сульфидно – полиметаллических, золото – серебряных, золото – вольфрам – сурьмяных и медных месторождений. Пропилитизация была впоследствии затуманена березитизацией. Последней затронуты гранодиориты, гранодиорит – порфиры гранит – порфиры, кварцевые порфиры, песчаники, слагающие лежащий бок Каракульского взбросо – надвига. Внутренняя зона нацело измененных пород целиком превратилась в березиты. На березитизированные породы накладываются продукты процесса аргиллизации, сопровождавшегося отложением флюорита, барита, антимонита, киновари, реальгара и аурипигмента.

В пределах Тагобикуль – Кумараского рудного поля на автометасоматически измененных породах накладывается пневматолито – гидротермальный процесс, формируются грейзены, грейзеновые тела и грейзенизированные породы вдоль кварц – касситеритовых жил и прожилков. В большинстве случаев грейзены затуманены продуктами гидротермально – метасоматических процессов – турмалинизацией, предшествующей оловянной, медно – колчеданной и золотой минерализаций. При наложении оловянной минерализации происходит переотложение турмалина I на синевато – зелёный маложелезистый турмалин II, который является надежным признаком оловоносности кварц – турмалиновых метасоматитов с наложенной сульфидной минерализацией. Метасоматического процесса завершают аргиллизация, пиритизация и карбонатизация пород, сопровождающиеся отложением кварц – карбонатной, кварц – сфалерит – галенитовой, кварц – сульфидно – сульфосольной с золотом, кварц – антимонитовой и реальгар – аурипигментовой.

Таким образом, из полученных данных о свойствах рудоносных объектов и основных закономерностях процесса рудообразования следует следующие критерии прогнозирования: а) для региона - контактовый метасоматоз, ороговикование, кварцитизация и грейзенизация; б) для рудных полей (месторождение) – дорудное окварцевание (образование грейзенов, джаспероидов и предрудная стадия – березиты, аргиллизиты, турмалинизация, повторное окварцевание и рудные минералы; в) для второй рудной – широкое распространение измененных пород (пиритизация), зоны дробления и цементации, а также зоны очернения (битуминизация) и джаспероидизации.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ КАЗАХСКОГО ЩИТА

Виноградова Е.А., Альперович Е.В.

ТОО «Жамбыл Дидар», пос. Мирный, Мойынкумский р-н, Жамбылской обл., Республика Казахстан, sanidin@yandex.ru

SOME FEATURES OF INTRUSIVE MAGMATISM AND METALLOGENY OF THE KAZAKH SHIELD

Vinogradova E.A., Alperovich E.V.

CLL «ZHambyl Didar», с. Mirniy, Moyynkumskiy r., ZHambylskaya obl., Republic Kazakhstan

В пределах территории Казахстана коллизионные процессы закончились к началу перми. С этого времени вся она стала представлять собой единый стабилизированный блок – Казахский щит, развивавшийся совместно с сопредельными территориями Сибири, Урала и Китая. В период с конца ранней перми до ранней юры включительно здесь преобладали процессы континентального рифтогенеза и активизации, отмеченные многочисленными внедрениями разнообразных по составу интрузивных комплексов, не несущих признаков латеральной изменчивости и большей частью рудоносных. Все разнообразные проявления интрузивного магматизма этого времени приурочены к глубинным разломам и узлам их пересечения, которые можно рассматривать как эмбриональные рифты без проявления наземного вулканизма (за исключением Тургайского и ряда грабенов, окаймляющих Кокшетаускую «глыбу» [3]).

Изучение нами интрузивных образований Центрального и Южного Казахстана с использованием методики Г.Л. Добрецова [11], основанной на вещественном подходе к их расчленению с приоритетом полевых наблюдений, позволило создать общую для этих регионов схему развития постколлизионного интрузивного магматизма [5]. Путем анализа материалов предшествующих исследователей [13, 14, 15, 16] по другим регионам Казахстана, и сопоставления их с полученными нами данными была составлена об-

щая для Казахстана схема магматизма постколлизийного этапа [6]. Эта схема постепенно дополнялась по мере поступления новых данных полевых наблюдений, что позволило уточнить состав интрузивных комплексов и серий более точно разграничить стадии внутри этапа.

По завершении *орогенной стадии* (ранняя пермь), отмеченной внедрением крупных батолитоподобных гранитоидных массивов габбро-гранитной и субщелочной лейкогранитовой серий, появляются первые в регионе серии даек с антидромным характером внедрения: от гранит-порфиров до диабазов. Эти слабо проявленные образования отмечают перелом в развитии региона – переход к активизационным и континентальным рифтогенным режимам. *Стадия ранней активизации* (конец ранней перми – поздняя пермь) включает в себя несколько интрузивных серий с натриево-калиевым характером щелочности: габбро-монцодиорит-сиенит-гранитную (Cu, Mo, Pb, Zn, ±U); щелочную нордмаркит-сиенит-лейкогранитовую (TR, Zr)?; субщелочную гранит-лейкогранит(W, Mo, Bi)-алаяскитовую.

Рифтогенная (трапповая) стадия. Начиная с конца поздней перми территория Казахского щита попала в сферу влияния мантийного плюма, с действием которого связывается траппообразование в Сибири и на Таримской плите [4]. Казахский щит, расположенный между этими двумя крупными очагами траппового магматизма, также попал в сферу влияния плюма, но трапповый магматизм здесь имеет свои особенности, выраженные в слабом развитии покровных фаций, известных только в северной его части. А на остальной территории проявлены субвулканические тела, дайки и изредка диатремы толеитовых базальтов, долеритов и, реже, пикродолеритов. Этим образованиям уделялось мало внимания и, как правило, предшествующими исследователями они относились к субвулканам, связанным с вулканогенными палеозойскими толщами и к послегранитным дайкам. В Бетпақдала Шу-Илийском регионе малые тела трассируют СЗ систему долгоживущих, многократно подновлявшихся Жалаир-Найманских разломов. Нами было установлено, что пикродолериты несут акцессорные золото в ассоциации с хромитом, но промышленное золото связано с кварцевыми жилами, образовавшимися позже долеритов. В северной части щита по обрамлению грабенов с проявленным наземным трапповым магматизмом вдоль разломов, параллельных осям грабенов развиты редкие небольшие по размерам расслоенные лополито-, воронко- и штокообразные массивы златогорского комплекса дунит-перидотит-норит-анортозитовой формации. С породами комплекса связана сульфидная Cu-Ni минерализация и рудопроявления Au, Pt, Ag [3]. Златогорский комплекс ранее считался кембрийским по прорыванию его массивов каледонскими(?) гранитоидами и радиохронологическим данным, полученным давно калий-аргоновым методом и неизвестно из каких именно пород (нередки случаи совмещения в одном массиве двух разновозрастных мафит-ультрамафитовых комплексов). Кроме того, образование таких расслоенных комплексов нехарактерно для геодинамических режимов океанского спрединга и субдукции, существовавших в кембрийское время. Подобные расслоенные массивы известны и в других частях Казахстана, где они трассируют долгоживущие глубинные разломы: инициальный комплекс южно-джунгарской серии; массивы Камкор (Ц. Казахстан) и Максут (В. Казахстан). В гранитизированных участках широко развиты поясовые дайки, представленные тремя сериями: ранней гранодиорит-гранит-порфировой, вогезитовой и поздней долеритовой. Дайки ранней серии резко отличаются по характеру щелочности (K-Na) от предшествующих им гранитов (Na-K). Долериты поздней серии сходны по составу с долеритами траппов, отличаясь лишь большей распространенностью лейкодолеритов. В ряде случаев в долеритах устанавливаются повышенные содержания Au. Дайки прорывают гранитоиды орогенной и ранней активизационной стадий, а сами срезаются более «молодыми» гранитами. Дайки приурочены к разломам ССЗ и ВСВ направлений, создавая косоугольную сетку в наиболее хрупких участках коры и выполняя трещины отрыва. Параллельно с развитием толеитового траппового магматизма в узлах пересечения крупных разломов проявился щелочной K-Na магматизм, представленный перидотитами, оливиновыми габбро, лейцититами, лейцитовыми и анальцимовыми базальтами инициальных вулcano-плутонических комплексов Ишимской Луки (Ц. Казахстан) и Ирисуйского узла (Ю. Казахстан). По породам раннего комплекса Ирисуйского узла известны пермо-триасовые радиохронологические датировки 255-236 Ма [2], а по щелочным эффузивам, соответствующим по составу базальтам раннего комплекса, даубабинской свиты – 287-252 Ма (P₁₋₃) [1]. Свита залегает на охарактеризованных спорово-пыльцевым комплексом осадках ранней перми [9], а сформировалась в возрастном интервале от сакмарского (?) века до начала триаса. Предположительно примерно в это же время проявился щелочно-ультраосновной красномайский комплекс (Кокшетауский регион), ранние внедрения которого представлены биотитовыми и гранат-биотитовыми пироксенитами, а поздние – нефелиновыми сиенитами, шонкинитами, малиньитами и жильными карбонатами. По данным А.Н. Нурлыбаева [17] породы комплекса слагают несколько малых массивов пространственно связанных с массивами златогорско-

го комплекса, размещение их контролируется единой кольцевой структурой. Массивы рвут докембрийские образования, ничем, кроме рыхлых отложений не перекрываются, ничем не прорваны и плохо обнажены. Кембрийские радиологические датировки вызывают сомнения, т.к. породы содержат переработанный ксеноматериал [17]. Вещественный состав комплексов и время их проявления близки к таковым Маймеча-Котуйской провинции Алданского щита [4].

Посттрапповая рифтогенная стадия. Дальнейшее развитие интрузивного магматизма в пределах Казахского щита в течение триаса шло с постепенным раскислением последовательно внедрявшихся серий. Вероятно, это связано с изменением характера мантийного плюма – возникновением вторичных плюмов с расплавами меньшей плотности на его поверхности, зародившиеся при плавлении сиалической коры. Размещение интрузивных тел контролировалось глубинными разломами и узлами их пересечения. При этом наблюдается наследование магмоконтролирующих структур, особенно узловых, где в одном небольшом по размерам массиве совмещаются разновозрастные разноформационные образования (Ирису, массивы Ишимской Луки) В начальный период проявились серии повышенной основности с К-Na типом щелочности: перидотит-габбро-эссексит-диоритовая с расслоенными интрузивами тымлайская (Fe, Ti, V); субщелочная лейкогаббронорит-монцонит-монцодиорит-сиенитовая степняк-таскоринская (Au, Ag, Cu, Mo и сопутствующие Re, Pb, Zn, In, Cd, Co, Se, Te, Bi, Sb, As, B). Породы ее прорывают все вышеперечисленные образования, причем в одних узлах она следует сразу за перидотит-базальтовой («лейцитовой»), а в других – за титаноносной сериями. Наиболее крупные и богатые месторождения Au, Cu, Cu-Mo, Au-Ag Казахстана связаны со степняк-таскоринской серией. Инициальным комплексом серии является степнякский, давно выделенный в Кокшетауской золоторудной провинции и представленный малыми телами ортоклазовых лейкогабброноритов («степнякитов»). По нашим данным по другим регионам Казахстана в составе комплекса принимают участие также монцониты и монцодиориты. Однако, до сих пор временное положение и формационная принадлежность степнякского комплекса Кокшетауского региона остаются спорными. Одни исследователи считают его тесно связанным с силурийским габбро-диорит-гранодиоритовым крыккудукским комплексом, близким по составу слагающих его пород и пространственно совмещенному со степнякским, другие – значительно оторванным по времени внедрения от крыккудукского, послегранитным. Нами были обнаружены дайки этих весьма специфических пород в гранитных массивах Каракамыс (Шу-Илийский регион) и Кызылтас IV (Ц. Казахстан), где эти дайки прорывают граниты и секут дайки долеритов трапповой стадии. Последней фазой комплекса, скорее всего жильной, вероятно, являются минетты, установленные на месторождении Акбакай (Шу-Илийский регион), более поздние, чем золотоносные жилы ранней генерации, и сами несущие обильную тонкую вкрапленность золотосодержащих сульфидов. Второй комплекс серии включает в себя сиениты и кварцевые сиениты, с которыми тесно связано Cu, Cu-Mo порфиоровое и Au-Ag оруденение. После него внедряются К-Na щелочные и нефелиновые сиениты, аналогичные уральским (поздний комплекс Ирисуйского и Ишимских массивов, Карсакпайский в Улугтау, Азугтау на Алтае, Борсыксайский в Мугоджарах). С массивами связаны месторождения вермикулита и родусит-асбеста, а также проявления TR минерализации. После них проявлена щелочная гранитовая серия (K:Na \approx 1:1): эгириновые граниты, амфиболовые граниты (TR, Zr, Nb, Ta, Th), щелочные аляскиты (TR, Zr, Nb, Ta, Th, Sn, Zn, Pb, F). В последнем аляскитовом комплексе изменяется характер щелочности на Na-K. После них проявлена субщелочная гранит-лейкогранитовая серия (K:Na \approx 1:1): мезократовые граниты, микроклин-альбитовые лейкограниты (Be, Mo, Nb, Ta, изумруды). На этом заканчивается развитие триасового рифтогенного этапа, характеризующегося разнонаправленными магмоконтролирующими разломами («рассеянными» недоразвившимися рифтами) и внедрением пород с существенно Na характером щелочности.

Следующая *рифтогенная стадия* отмечена внедрением диатрем, даек и силлов существенно К мафит-ультрамафитов: оливиновых мелилитовых пикритов, фергуситов и шонкинитов. Размещение их контролируется широкими линияментами. С этими породами пространственно связаны находки россыпных алмазов [7]. Вероятное время внедрения серии – граница триаса и юры.

В дальнейшем последовательно внедрились несколько Na-K гранитовых серий, отмечающих стадию поздней активизации. В каждой из серий проявлены редкометалльноносные комплексы, различающиеся между собой особенностями состава и типом оруденения. *Стадия поздней активизации* начинается внедрением нерудоносной известково-щелочной адамеллит-лейкогранитовой серии, выявленной в восточной части Казахстана – Джунгарии и Рудном Алтае. По породам этой серии получен ряд мезозойских (юрских) датировок от 196 до 160 Ма [8, 16, 18]. Позже нее проявлена, более широко распространенная субщелочная лейкогранитовая серия: мезократовые лейкограниты, лейкограниты (Sn, Nb, Ta, и сопутству-

ющие W, Be, In), микроклин (амазонит)-альбитовые лейкограниты (W, Sn, Be, Mo, Bi, Ta, Nb). По породам этой серии известны [10, 16, 19] датировки от 198 до 169 Ма. Следующая серия представлена двумя комплексами: ранним слабообразованным мезократовых микроклин-альбитовых гранитов и комплексом Li-F микроклин-альбитовых гранитов (Li, Rb, Cs, Ta, Sn, Be, F). Последний развит преимущественно в Восточном Казахстане и очень слабо – в Бетпақдала-Шу-Илийском регионе. В Калба-Нарымской зоне граниты комплекса прорваны поясовыми дайками основного, среднего и кислого состава с гомодромной последовательностью внедрения [12]. Поздняя активизация Казахского щита связана, вероятно, с коллизионным и постколлизионным процессами, происходившими в юрское время на территории Монголии и Северо-Западного Китая, о чем свидетельствует состав интрузивных серий этого времени и преимущественное их развитие в восточных районах Казахстана.

С постколлизионным интрузивным магматизмом (P_3 -J) связаны разнотипные месторождения редких металлов и флюорита, большая часть месторождений меди и золота. Анализ последовательности внедрения интрузивных комплексов и связи с ними месторождений позволил уточнить металлогенические факторы оруденения, объяснить разнотипность редкометалльных и флюоритовых месторождений, что дает возможность существенно облегчить прогнозно-металлогенические работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдрахманов К.А. Петрология и металлогения щелочных пород в Таласском Алатау. А-Ата: Наука, 1965. 134 с.
2. Абдулин А.А., Мирошниченко Л.А. и др. Геология и металлогения Каратау. Т. 2. А-Ата: Наука, 1987. 246 с.
3. Абдулкабиров М.А. Сводово-глыбовые структуры и эндогенные месторождения Северного Казахстана. А-Ата: Наука, 1975. 240 с.
4. Богати́ков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. М.: Наука, 2010. 606 с.
5. Виноградова Е.А. Фанерозойский интрузивный магматизм Центрального Казахстана и Бетпақдала-Шу-Илийского региона // Горно-геологический журнал. 2009. № 3-4. С. 10-28.
6. Виноградова Е.А. Новый подход к расчленению интрузивных образований Казахстана и его значение для палеотектонических и металлогенических исследований // Известия НАН РК. 2011. № 2. С. 63-76.
7. Виноградова Е.А., Альперович Е.В. Ювелирные алмазы Сарой-Андасайского района (Южный Казахстан) // Горно-геологический журнал. 2004. № 2. С. 12-15.
8. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500 000. Восточно-Казахстанская серия. Объяснительная записка. А-Ата: Наука, 1979. 184 с.
9. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500 000. Серия южноказахстанская. Объяснительная записка. А-Ата: Наука, 1980. 248 с.
10. Геохронология СССР. Т. II. Фанерозой. Л.: Недра, 1974. 344 с.
11. Добрецов Г.Л., Лесков С.А., Марин Ю.Б. Принципы расчленения и картирования гранитоидных интрузий. Методические рекомендации. Л. 1988. 61 с.
12. Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Щерба Г.Н. и др. Гранитоидные и рудные формации Калба-Нарымского пояса (Рудный Алтай). А-Ата: Гылым, 1994. 208 с.
13. Магматические комплексы Казахстана. Чингиз-Тарбагатайская складчатая система. А-Ата: Наука, 1982. 168 с.
14. Магматические комплексы Казахстана. Кокчетав-Северо-Тяньшаньская складчатая система. А-Ата: Наука, 1983. 236 с.
15. Магматические комплексы Казахстана. Джунгаро-Балхашская складчатая система. А-Ата: Наука, 1983. 216 с.
16. Магматические комплексы Казахстана. Уральская и Зайсанская складчатые системы. А-Ата: Наука, 1983. 216 с.
17. Нурлыбаев А.Н. Щелочные породы Казахстана и их полезные ископаемые. А-Ата: Наука, 1973. 296 с.
18. Попов Н.В., Добрецов Г.Л. Петрология полихронных плутонов. Новосибирск: Наука, 1982. 132 с.
19. Щерба Г.Н., Сенчило Н.П., Степанов В.В. и др. Металлогенические провинции и пояса Казахстана. А-Ата: Наука, 1983. 240 с.

**ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ, СВЯЗАННЫЕ С МАСШТАБНЫМ АСТЕРОИДНЫМ
УДАРОМ НА ПРИМЕРЕ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПСЕВДОТАХИЛИТОВ
АНАБАРСКОГО ЩИТА**

Глуховский М.З.¹, Баянова Т.Б.², Кузьмин М.И.³

¹ Геологический институт РАН, Москва, marat@ilran.ru

² Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, tamara@geoksc.apatity.ru

³ Институт геохимии имени А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, mikuzmin@igc.irk.ru

**ROCK-FORMING PROCESSES RELATED TO POWERFUL ASTEROID IMPACT BY EXEMPLE
OF PALEOPROTEROZOIC PSEUDOTACHILITES FROM THE ANABAR SHIELD**

Glukhovskiy M.Z.¹, Bayanova T.B.², Kuz'min M.I.³

¹ Geological Institute RAS, Moscow

² Geological Institute KSC RAS, Apatity

³ Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk

Свидетельством масштабного астероидного удара на севере Сибирской платформы (в современных координатах) является Котуйканская кольцевая структура (ККС) диаметром 250 км. Она видна на космических снимках и отражена в аномальных магнитном и гравитационном полях. ККС охватывает западную окраину Анабарского щита, а также прилегающую к нему более обширную область развития платформенного чехла. Импактная природа ККС устанавливается по ряду признаков, которые выявлены исключительно в пределах щита [2-4]. К числу мегатектонических критериев относится радиально-кольцевая система разломов и трещин фундамента. Радиальные разломы расходятся от центра ККС (69°03' с.ш. и 104°25' в.д.) и трассируются постимпактными дайками долеритов мезо- и неопротерозоя. На профиле МОВЗ [5], который по диаметру пересекает ККС с северо-запада на юго-восток, видны такие следствия гигантского астероидного удара как крупные деформации раздела Мохо и отражающие границы, характерные для антиформных структур постударной релаксации нижней и верхней коры. Кроме этого в пределах ККС встречаются такие макро- и микроскопические критерии как разнообразие брекчии, деформированные конуса разрушения, диаплектовые структуры в минералах и др. [3]. Особая роль, как индикатора импактного события, отводится псевдотахилитам, которые слагают два мощных (200-400 м) и протяженных (более 1 км) дайкоподобных тела на периферии ККС. Формирование подобных тел псевдотахилитов связывают с вибрацией и фрикционным плавлением стенок трещин в породах верхней коры в результате масштабных ударов астероидов [8]. Они обычно занимают краевые части ударного кратера, как и в случае ККС, поскольку именно здесь происходила наибольшая вибрация коры.

Для доказательства возраста и импактно-триггерных механизмов образования псевдотахилитов ККС были проведены изотопно-геохронологические (рис. 1) и геохимические (рис. 2) исследования образцов этих пород из двух обнажений (№№ 6 и 22) расположенных на левом и правом берегах р. Котуйкан и разделенных телами анортозитов. Подчеркнем, что анортозиты, судя по линзовидной форме массивов, скорлуповатой отдельности, ксенолитам вмещающих пород с признаками шоковой деформации и отсутствию трещин ударного происхождения, были выдвинуты в верхние горизонты литосферы в виде пластической массы в момент постударной релаксации нижней коры. Это подтверждается как интерпретацией глубинной структуры ККС (МОВЗ), так и возрастом метаморфизма анортозитов равным 1850-1950 млн. лет (К-Аг-метод) [7], близким возрасту псевдотахилитов.

Псевдотахилиты — это плотные афанитовые антрацито-чёрные породы с раскристаллизованным стеклом и редкими округлыми лейкократовыми включениями полевого шпата и кварца. Они иногда содержат небольшие ксенолиты метабазитов двух разновидностей: пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев и амфиболитов. В псевдотахилитах отмечаются текстуры пластических деформаций и признаки «шаровой» отдельности.

В результате изотопно-геохронологических исследований установлено, что изохронные Sm-Nd и Rb-Sr — возрасты псевдотахилитов двух разрозненных тел равны соответственно 1856±58, 1936±30 млн. лет и 1859±140, 1840±110 млн. лет (рис. 1) при $T_{Nd}(DM)=3031$ и 3099 млн. лет и $\epsilon_{Nd}=-9.6$ и -11.8 [4]. Это позволяет считать, что псевдотахилиты выплавлялись в палеопротерозое из корового протолита архейского возраста (Sm-Nd — данные) и быстро раскристаллизовывались в условиях амфиболитовой фации (Rb-Sr — возраст). Полученные значения возраста псевдотахилитов, как продуктов ударного процесса, подтверж-

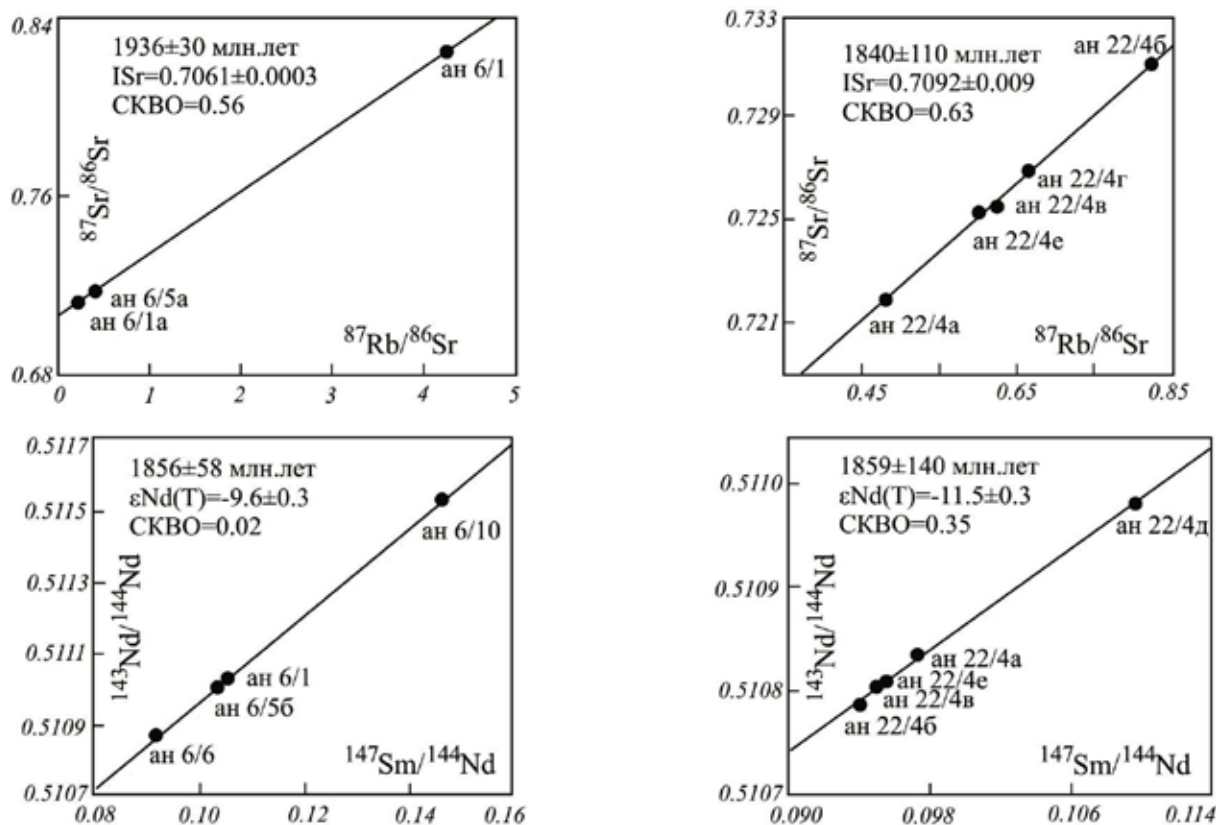


Рис. 1. Rb-Sr и Sm-Nd –изохроны для псевдотахилитов объектов № 6 и № 22.

дены данными о вторичном возрасте уранинита и коффинита из биотит-гиперстен-гранатовых гнейсов р. Котуйкан, равном 1950 ± 56 млн. лет (Pb-Pb и U-Pb – методы). В этих гнейсах планарно деформированный гранат, кроме этих минералов, содержит включения биотита с шоковой структурой («пояс смятия») [6].

Для подтверждения вибрационно-шоковой природы псевдотахилитов и их источника было проведено сравнение состава и содержаний редких элементов в парагенетической триаде: исходные (материнские) породы архея – продукты плавления (псевдотахилиты) – рести́ты [2]. При выборе материнских пород использованы два варианта составов. В первом варианте взяты неизменные меланократовые пироксен-плаггиоказовые кристаллические сланцы Анабарского щита, подобные тем, которые встреча-

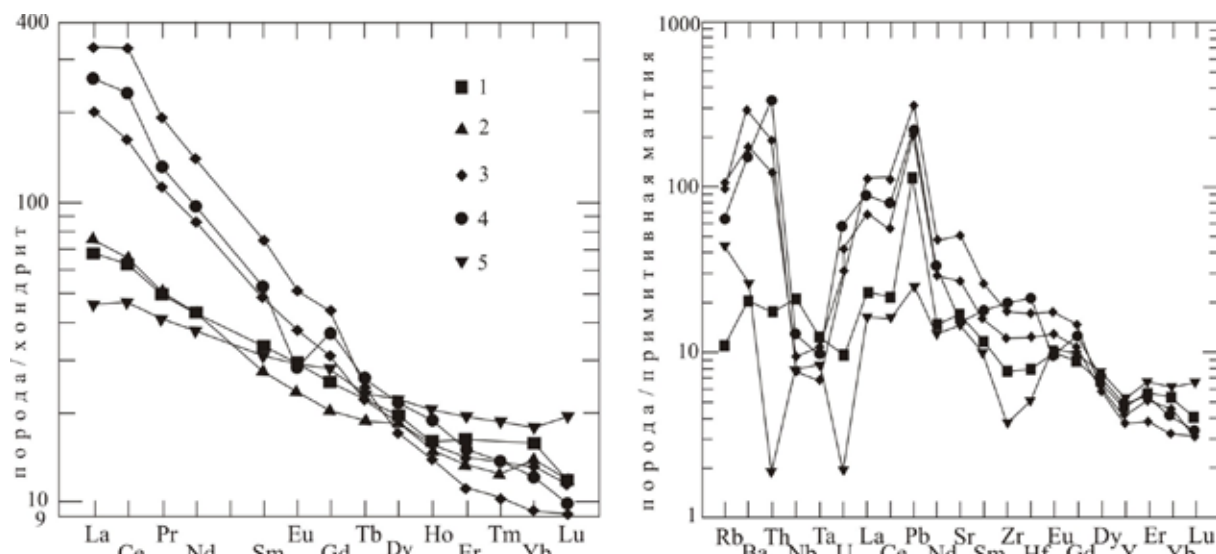


Рис. 2. Нормализованные по хондриту распределения РЗЭ в рассматриваемом парагенетическом ряду и спайдердиаграмма для этих же пород, нормализованных по примитивной мантии: 1 – материнские метаби́ты; 2 – средний состав архейской коры [10]; 3, 4 – псевдотахилиты объектов 6 и 22; 5 – рести́товый амфиболит.

ются вблизи тел псевдотахилитов и в виде ксенолитов в псевдотахилитах. Второй вариант взят для контроля, полагая, что материнской породой может оказаться материал общего состава гетерогенной архейской континентальной коры [10]. Третий член парагенетической тирады — рестит. Он представлен плотными средне-мелкозернистыми амфиболитами, которые встречаются в виде удлинённых включений в псевдотахилитах. Предполагается, что эти породы были перемещены к поверхности вместе с псевдотахилитовым расплавом [2].

Полученные результаты свидетельствуют о том, что псевдотахилиты по петрохимии отвечают андезитам. Они, в сравнении с обоими вариантами материнских пород, обогащены кремнеземом, щелочными и щелочноземельными элементами, имеют низкие содержания Ti, Fe, Mg и Ca при относительно равном количестве Al_2O_3 . Реститовые амфиболиты, характеризуются относительно более высокими содержаниями Fe, Mg, Cr, Co, Ni и пониженными количествами SiO_2 и щелочей [2]. Все это сопоставимо с распределением главных и малых элементов по легкоплавким и реститовым фазам, которые образуются при зонной плавке пород основного и ультраосновного состава [1].

Распределение редкоземельных элементов в рассматриваемой петрогенетической триаде говорит о быстроте и низкой степени частичного плавления исходной породы с $La/Yb(N) = 4.0-4.5$ суммой $P3Э = 90-100$. (рис. 2). Расплав по сравнению с ней заметно обогащается $P3Э$ (сумма 225-370) с преобладанием $LP3Э$: $La/Yb(N)=14-20$, при незначительном обеднении $TP3Э$. Содержания $P3Э$ в выплавке комплементарно их количеству в рестите $La/Yb(N)=2$, при сумме $P3Э=86$. Кроме того, псевдотахилиты по сравнению с материнскими породами и реститом, характеризуются положительными аномалиями Ba, Th и Pb и отрицательными Nb и Ta, типичными для средней континентальной коры и для пород известково-щелочной серии из систем островных дуг и активных континентальных окраин, образующихся в зонах субдукции в условиях сжатия [9] (рис. 2). Из этого следует важный вывод о конвергенции геохимических показателей. Иными словами, решение вопроса о природе и механизмах формирования магматических пород определенного геохимического типа, следует принимать с учетом анализа всех структурно-геологических, тектонических, морфологических и других факторов. Подчеркнем, при этом, что конвергенция геохимических показателей, по которым часто определяют не только геодинамические условия (сжатие, растяжение), но и конкретные обстановки (что не одно и то же), касается не только приведенного примера.

Итак, можно заключить, что палеопротерозойские псевдотахилиты ККС образовались в результате частичного плавления архейской коры в вибрационном режиме импактного события. Большая мощность тел этих пород и их структурная неоднородность подчёркивают специфику режима вибрации: неоднократной быстрой смене сжатия и растяжения [8]. При сжатии и сдвигах происходило фрикционное плавление субстрата, а при растяжении — раскрытие трещин и внедрение все новых порций расплава. Это и предопределило большую мощность тел псевдотахилитов и наличие текстур пластического течения и признаков «шаровой» отдельности, типичной для лав. Быстрота этих знакопеременных движений отражена в близких значениях времени закрытия Sm-Nd и Rb-Sr – изотопных систем в интервале 1900 ± 50 млн. лет. Это отвечает, соответственно, возрастам генерации расплавов и завершающего метаморфизма в условиях амфиболитовой фации, приведшего к раскристаллизации стекла в момент пластического выдвигания в верхние горизонты коры постимпактных линзообразных тел анортозитов.

Таким образом, Котуйканская кольцевая структура и связанные с нею псевдотахилиты и другие свидетельства масштабной астероидной атаки, по всем критериям сопоставима с такими высокоэнергичными импактными структурами как купол Вредефорт (Vredefort) в Южной Африке (возраст 2.02 млрд. лет, диаметр 300 км) и Садбери (Sudbury) в Канаде (1.85 млрд. лет, 250 км). Эти и другие импактные события поразили эпиархейский суперконтинент, располагавшийся в субэкваториальном поясе мантийных плюмов и, судя по многим факторам, явились причиной катастрофических процессов палеопротерозойского термотектогенеза на этапе перехода от плюм-тектонического режима архея к режиму тектоники литосферных плит [3].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Виноградов А.П. Происхождение оболочек Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 11. С. 3-17.
2. Глуховский М.З., Кузьмин М.И. Геохимия палеопротерозойских псевдотахилитов Анабарского щита и механизм их образования // Докл. АН. 2010. Т. 431. С. 662-667.
3. Глуховский М.З., Кузьмин М.И. Котуйканская кольцевая структура: возможное свидетельство масштабного импактного события на севере Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 3-26.

4. Глуховский М.З., Кузьмин М.И., Баженова Г.Н. и др. Sm-Nd и Rb-Sr-возраст и возможная природа псевдотахилитов Анабарского щита // Докл. АН. 2009. Т. 425. № 4. С. 513-518.
5. Костюченко С.Л. Структуры коры и глубинные механизмы формирования приарктических осадочных бассейнов Сибири // Региональная геология и металлогения. 2000. № 10. С. 125-135.
6. Ларичев А.И., Машак М.С., Старосельцев К.В. и др. Уранинит и коффинит в гранулитах Анабарского щита // Региональная геология и металлогения. 2008. № 34. С. 92-102.
7. Суханов М.К. Анортозитовая ассоциация Анабарского щита // Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С. 61-85.
8. Melosh H.J. The Mechanics of Pseudotachylite Formation in Impact Events // Submitted to the Proceedings of the June 2002 Mora, Sweden Impact Conf. 28 April 2003. <http://www.Ipl.arizona.edu/~imelosh/pseudotachylites.pdf>. 30 p.
9. Pearce J.A. Role of the Sub-continental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margins // Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva Press, Nantwich. U.K. 1983. P. 230-249.
10. Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford. 1985. 312 p.

GEOCHRONOLOGY OF RONDONIA TIN PROVINCE, SW AMAZONIAN CRATON: MAGMATIC PROCESSES AND TECTONIC SETTINGS.

Geraldes M.C. and Nogueira C.C.

Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. Departamento de Geologia Regional e Geotectônica,
Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Brasil

Geochronology, petrology and geochemical characteristics of the rocks of the intrusive suites of the Rondônia Tin Province allow new insights in the role of crustal evolution in the metal mineralization in SW Amazonia craton. The Rondônia Tin Province is located in the southwestern portion of the Amazonian Craton and represents one of the most important tin producers in Brazil. According to the Brazilian Mining Association, Brazil is the world's fifth largest producer of tin ore, with production of about 12.000 tons of contained tin in 2011 (4.74% of global production). Brazil has the third largest reserves of contained tin (about 12.3 % of the total) and the reserves are located in the Amazon area: Mineral Province of Mapuera (Pitinga Mine, in Amazonas) and Rondônia Tin Province (Bom Futuro, Santa Bárbara, Massangana and Cachoeirinha massifs).

The Rondônia Tin Province (RTP) comprises a total of seven different rapakivi intrusive suites ranging from 1.60 Ga to 0.97 Ga. Basement rocks of the Rondônia Tin Province and nearby regions are included in the Jamari Complex. These rocks comprise migmatites, granitic and tonalitic gneiss, as well as basic gneiss. Though included in the Rondônia Tin Province, at the moment there is no evidence of Sn-mineralization associated with the Rio Crespo, Alto Jamari, Santa Clara and Younger granites suites.

The Rio Crespo Intrusive Suite has the oldest ages of the Province, ranging from 1.45 to 1.42 Ga. This intrusive suite represents a MCG-type association, with granites, charnockites and quartz mangerites in addition to pyterlites and wiborgites. The granitoids of the Rio Crespo Suite are subalkaline and show metaluminous to slightly peraluminous character and are compatible with A-type granites.

The Alto Jamari Intrusive Suite occurs in the northwest portion of the RTP and is mainly composed of both porphyritic and equigranular monzogranites and syenogranites. The granitoids are subalkaline and show metaluminous to slightly peraluminous character. Hybrid rocks and synplutonic diabase dykes are an evidence of bimodal magmatism. U-Pb data indicate an age of 1350 ± 32 Ma.

The Santa Clara Intrusive Suite are all alkaline and include syenites, granites, quartz syenites, syenogranites, monzonites, monzodiorites and diorites. The ages vary from 1.8 to 1.70 Ga. The Younger granites are 0.97 Ga in age, with rapakivi textures.

The ore bodies are restricted to isotropic granitic rocks with rapakivi textures defining an anorogenic environment. The ages of the mineralized rocks range from 1.42, 1.40, 1.32, 1.08 to 0.97 Ga, indicating different cycles of magmatic events with similar features allowing metal concentration during magma evolution. Geologic characteristics of the ore geometry (veins and greissen types) suggest the mineralization processes were coeval with the end of magma crystallization.

ПЕТРОЛОГИЯ И ВОЗРАСТ ГРАНАТ-КИАНИТОВЫХ КИСЛЫХ ЖИЛ В ЭКЛОГИТАХ САЛМЫ, БЕЛОМОРСКАЯ ЭКЛОГИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ

Докукина К.А.^{1,2}, Конилов А.Н.^{1,3}, Баянова Т.Б.⁴, Ван К.В.³

¹ Геологический институт РАН, Москва, dokukina@mail.ru

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

³ Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка

⁴ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

PETROLOGY AND AGE OF GARNET-KYANITE ACID VEINS IN SALMA ECLOGITES, BELOMORIAN ECLOGITE PROVINCE

Dokukina K.A.^{1,2}, Konilov A.N.^{1,3}, Bayanova T.B.⁴, Van K.V.³

¹ Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane 7, Moscow, Russia

² The Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

³ Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Moscow Region, Russia

⁴ Geological Institute of the Kola Science Centre RAS, Apatity, Russia

В пределах Южно-Кольской активной окраины вдоль северо-восточной границы Беломорского аккреционного орогена размещены тела эклогитов, сформированных в результате мезо-неоархейской субдукции океанических и континентальных комплексов (ассоциации Салма и Гридино) [1-4]. Эклогиты Салмы включены в тоналит-трондьемит-гранодиоритовые (ТТГ) гнейсы и представлены линзами (размеров от нескольких метров до несколько десятков метров) или протяженными мафическими телами (сотни метров по мощности и несколько километров по протяженности). Протолитом эклогитов Салмы были океанические габброиды с возрастом 2.89-2.82 млрд. лет, сопоставимые по составу с породами третьего слоя срединно-океанического медленно-спредингового Юго-Западного хребта Индийского океана [1, 3], образованную переслаивающимися габбро-норитами, троктолитами и Fe-Ti габбро. Также в последнее время в ассоциации эклогитов Салма были обнаружены породы карбонатизированной мантии, имеющей вероятно надсубдукционный генезис. В комплексе эклогитов также наблюдаются тела гранатитов и жилы метаплагиогранитов. Жилы в составе эклогитизированных мафических пород рассматриваются, как продукты плавления мафического протолита при РТ-параметрах эклогитовой фации при минимальных оценках РТ параметров формирования 730°C и P > 14 кбар и сопоставляются с адакитами [1, 3, 4].

Жилы имеют метаморфический минеральный парагенезис, состоящий из граната, кварца и кианита и содержат пирит и халькопирит (рис. 1). Между гранатом, кианитом и кварцем развиваются реакционные короны плагиоклаза, формирующиеся при снижении давления, описываемые хорошо известной реакцией

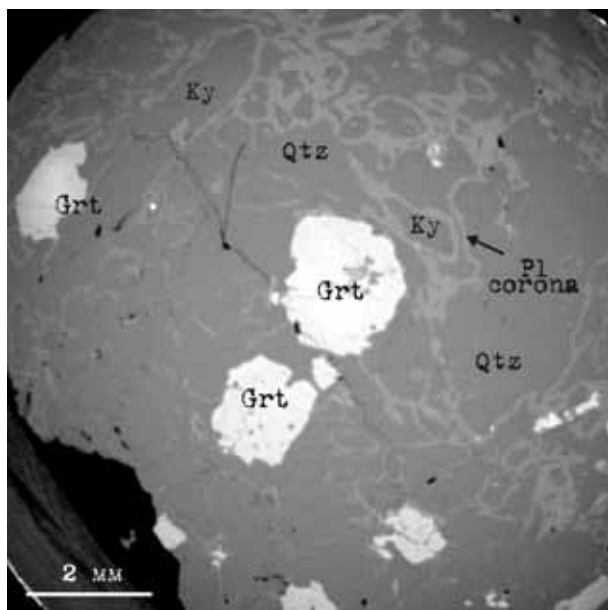


Рис. 1. BSE изображение в режиме широкого поля Grt-Ky-Qtz жилы. Проба s198y1/2, местоположение Широкая Салма.

$Grt+2Ky+Qtz=3An$. Жилы имеют гранитный состав и характеризуются существенными вариациями по всем главным элементам (SiO_2 65.7-72.2, Al_2O_3 15.2-19.1, TiO_2 0.03-0.5, Fe_2O_3 2.28-5.04, MgO 1.84-3.98, CaO 3.36-6.03, Na_2O 1.15-3.09, K_2O 0.06-0.66, LOI 0.33-0.85 масс. %); характеризуется обогащением ЛРЗЭ ($LaN/LuN = 15.5-24.7$, $LuN/SmN = 0.2$), положительной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* 1.1-1.5$).

В жиле адацитов (местоположение Узкая Салма) методами LA-ICPMS и SHRIMP-II были датированы цирконы [1, 3, 4]. Цирконы удлиненные, обычно мелкие 50-100 μm , до 200 μm . В катодоллюминесцентном изображении ядра цирконов имеют осцилляторную зональность, типичную для магматических цирконов; тогда как каймы не имеют никакой выраженной внутренней структуры, трещиноватые и очевидно метамиктные. В ядрах циркона выделяется две возрастные группы (рис. 2). Древнейшая популяция ядер дала

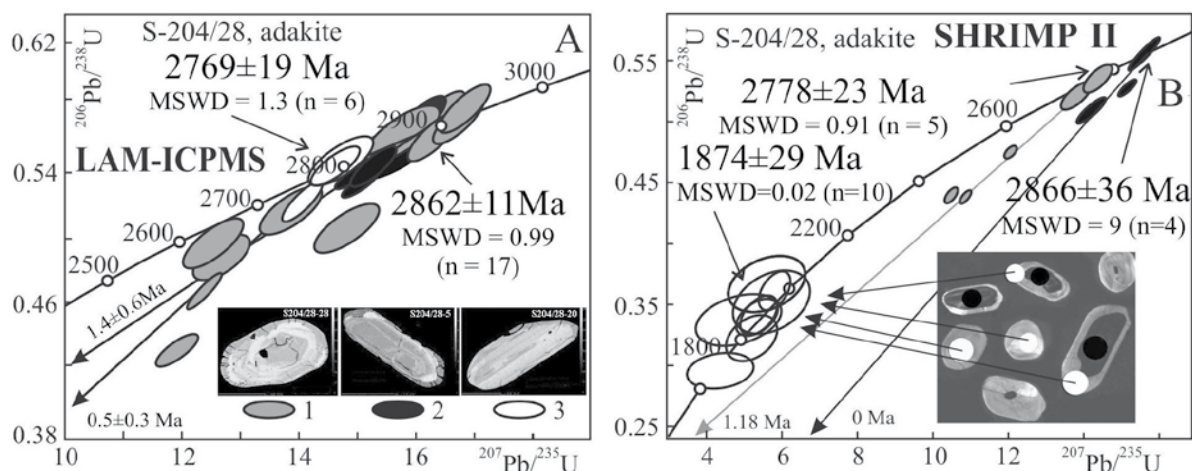


Рис. 2. Результаты U-Pb датирования цирконов из Grt-Ky-Qtz жилы, проба s204/28, местоположение Узкая Салма, по [1, 3].

возрасты 2.87-2.86 млрд. лет. Молодая популяция ядер отвечает рубежу 2.78-2.77 млрд. лет. ϵ_{Hf} древнейшей популяции имеет значение 13-14, что говорит об ювенильной природе этих цирконов. Молодая популяция цирконов имеет такое же значение ϵ_{Hf} что вероятно отражает потерю Pb древними цирконами на рубеже 2.78 млрд. лет. Каймы исследованных цирконов дали конкордантные значения возраста около 1.87 млрд. лет.

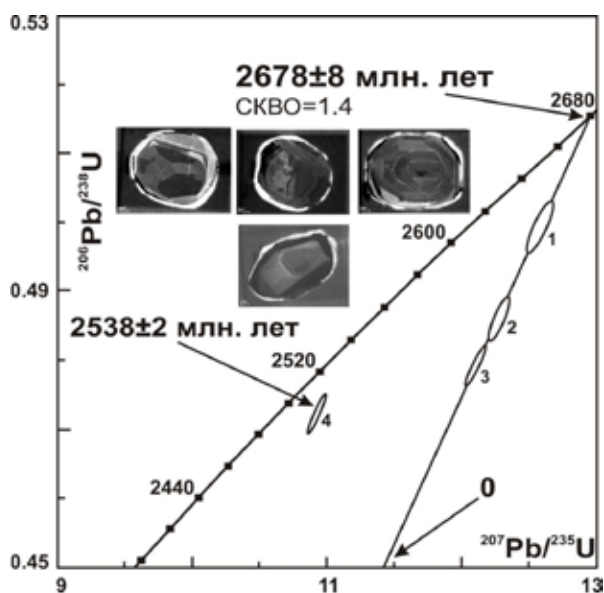


Рис. 3. Результаты U-Pb датирования цирконов из Grt-Ky-Qtz жилы, проба s198y1/2, местоположение Широкая Салма.

изотопные исследования. Модельный возраст составил $T_{\text{DM}} = 2752$ при $\epsilon_{\text{Nd}} = -2.8$. Эрохроны, построенные по минералам и породе, дали возрасты в интервале 1.6-1.9 млрд. лет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Минц М.В., Конилов А.Н., Докукина К.А., и др. // Докл. АН. 2010. Т. 434. № 6. С. 776-781.
2. Dokukina K.A., Konilov A.N. // (Dobrzhinetskaya L., Cuthbert S., Faryad W., Wallis S., Eds.) Ultrahigh Pressure Metamorphism: 25 years after the discovery of Coesite and Diamond. Elsevier. 2011. Chapter 18. P. 591-634.
3. Konilov A.N., Shchipsansky A.A., Mints M.V. et al. // (Dobrzhinetskaya L., Cuthbert S., Faryad W., Wallis S., Eds.) Ultrahigh Pressure Metamorphism: 25 years after the discovery of Coesite and Diamond. Elsevier. 2011. Chapter 19. P. 623-670.
4. Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N. et al. // Geology. 2010. V. 38. № 8. P. 739-742.

**МЕЗОАРХЕЙСКАЯ-ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ БЕЛОМОРСКОЙ
ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА
(АССОЦИАЦИЯ ГРИДИНО)**

Докукина К.А.^{1,2}, Каулина Т.В.³, Баянова Т.Б.³, Конилов А.Н.^{1,4}, Натапов Л.М.⁵,
Белоусова Е.А.⁵, Ван К.В.⁴, Симакин С.Г.⁶, Лепехина Е.Н.⁷, Травин А.В.⁸

¹ Геологический институт РАН, Москва, dokukina@mail.ru

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

³ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

⁴ Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка

⁵ ARC national Key Centre, Dept. of Earth and Planetary Sciences, Macquarie University, NSW 2109, Sydney, Australia

⁶ Ярославское отделение Физико-технологического института РАН, Ярославль

⁷ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург

⁸ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

**ARCHAEOAN TO PALEOPROTEROZOIC HIGH-GRADE EVOLUTION OF THE BELOMORIAN
ECLOGITE PROVINCE IN FENNOSCANDIAN SHIELD (GRIDINO AREA)**

Dokukina K.A.^{1,2}, Kaulina T.V.³, Bayanova T.B.³, Konilov A.N.^{1,4}, Natapov L.M.⁵, Belousova E.A.⁵,
Van K.V.⁴, Simakin S.G.⁶, Lepekhina E.N.⁷, Travin A.V.⁸

¹ Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane 7, Moscow, Russia;

² The Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia;

³ Geological Institute of the Kola Science Centre RAS, Apatity, Russia;

⁴ Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Moscow Region, Russia;

⁵ GEMOC ARC National Key Centre, Department of Earth and Planetary Sciences, Macquarie University, NSW 2109, Australia;

⁶ Yaroslavl' branch of the Physical Technological Institute RAS, Yaroslavl, Russia;

⁷ Center for Isotopic Research, Karpinskii All-Russia Research Institute of Geology, St. Petersburg, Russia

⁸ V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences

В пределах Южно-Кольской активной окраины вдоль северо-восточной границы Беломорского аккреционного орогена размещены тела эклогитов, сформированных в результате мезо-неоархейской субдукции океанических и континентальных комплексов (ассоциации Салма и Гридино). Протолитом эклогитов Салмы были океанические габброиды с возрастом 2.89-2.82 млрд. лет, сопоставимые по составу с породами третьего слоя срединно-океанического медленно-спредингового хребта [5]. В ассоциации Гридино НР/УНР метаморфизму подвергались континентальные породы, включающие кислые гнейсы, содержащие фрагменты пород основного и ультраосновного состава и интродуцированные несколькими генерациями мафических даек [3].

В ассоциации Гридино в последние годы получены многочисленные геологические, петрологические, геохимические и геохронологические данные [2, 3], позволившие представить экстремально длинную (3-1.7 млрд. лет) эволюцию пород в РТt координатах (рис. 1). Были определены: интервал времени мафических интрузий 2.87-2.82 млрд. лет; вероятный интервал, в котором произошла континентальная субдукция и НР/УНР метаморфизм 2.82-2.72 млрд. лет, вероятнее всего 2.79-2.73 млрд. лет назад. Возрасты 2.72-2.64 отражают время декомпрессионного метаморфизма, тренд которого проходил через поле НР гранулитовой фации к условиям НР амфиболитовой фации метаморфизма. На рубеже 2.4 млрд. лет произошел субизобарический разогрев пород до температур гранулитовой фации метаморфизма. Наложенный метаморфизм амфиболитовой фации проявился в 2.0-1.9 млрд. лет назад. Таким образом, породы ассоциации Гридино представляют собой полиметаморфический комплекс, который формировался при глубокой субдукции континентальных пород и нескольких наложенных событий, имеющих плюмовую природу [3, 6].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикина Е.В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 609-631.
2. Докукина К.А., Баянова Т.Б., Каулина Т.В. и др. Беломорская эклогитовая провинция: последовательность и возраст событий в истории эклогитовой ассоциации Гридино // Геология и геофизика. 2012. № 10. С. 1338-1371.
3. Dokukina K.A., Kaulina T.V., Konilov A.N. *et al.* Archaean to Palaeoproterozoic high-grade evolution of the Belomorian eclogite province in the Gridino area, Fennoscandian Shield: Geochronological evidence // Gondwana Research. 2013. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.02.014>.

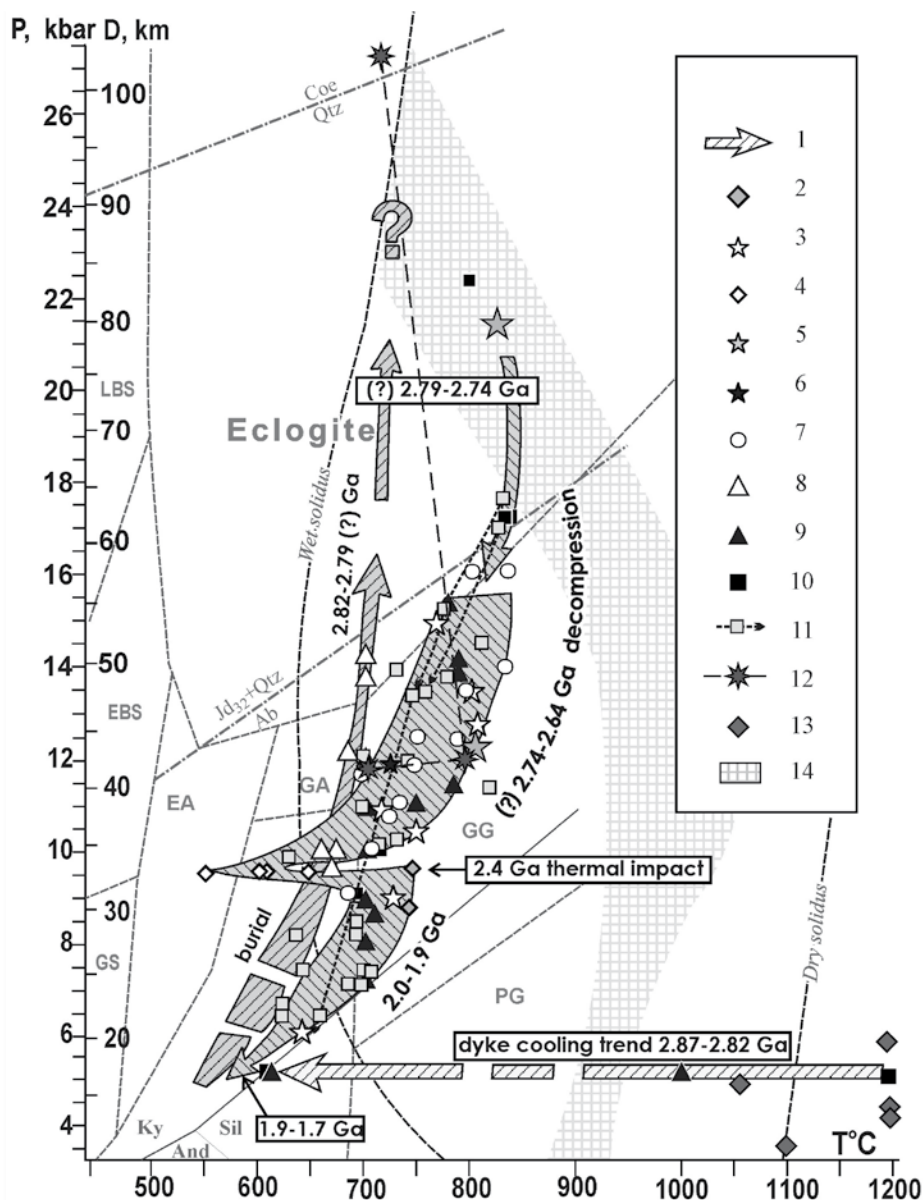


Рис. 1. Реконструкция PT тренда пород ассоциации Гридино, Беломорская эклогитовая провинция [3]. 1 – PT тренд метаморфической эволюции; 2 – метасоматические прожилки с возрастом 2.4 млрд. лет, проба 1111-08, Северо-восток деревни Гридино; 3 – высокобарная экндербитовая жила с возрастом 2.72 млрд. лет, пробы 1111-06, 1111-09, Северо-восток деревни Гридино; 4 – амфиболитовые прослои с проградным ростом ортопироксена в оливиновом метагабронорите; 5 – гранитная лейкосома с возрастом 2.71 млрд. лет, проба D17, мыс Варгас; 6 – гранитная лейкосома с возрастом 2.78 млрд. лет, проба d44-1, мыс Гридин; 7 – железистые метагаббро; 8 – проградный тренд кварцосодержащих метагаброноритов; 9 – кварцосодержащие габронориты; 10 – оливин-содержащие метагабронориты; 11 – эклогитовые и ретроградно измененные будины эклогитов [1], 12 – PT эволюция метагаббро с Безьянного острова [7], 13 – условия интрузии даек оливиновых габроноритов [4], 14 – поле дегидратационного плавления амфибола.

4. Egorova S.V., Stepanova A.V. Magmatic mineral associations in dykes of Belomorian mobile belt as indicator of PT-condition of crystallization / Problems of Precambrian plate- and plum- tectonics. Abstracts of III Russian conference of Precambrian geology and geodynamics. St. Petersburg. 2011. P. 54-56.
5. Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N. *et al.* Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia // *Geology*. 2010. V. 38 (8). P. 739-742. doi: 10.1130/G31219.1
6. Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N. The Meso-Neoproterozoic Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution // *Gondwana Research*, 2012. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2012.11.010>.
7. Morgunova A.A., Perchuk A.L. Ultrahigh-pressure metamorphism in the Archean-Proterozoic mobile belt (Gridino Complex, Karelia, Russia) // *Doklady Earth Science*. 2012. 443 (1), P. 412-416. DOI: 10.1134/S1028334X12030270.

САНУКИТОИДЫ КАРЕЛИИ: СОСТАВ, СТРОЕНИЕ, ИСТОЧНИКИ

Егорова Ю.С.

ИГГД РАН, Санкт-Петербург, ax-ox-yx@mail.ru

KARELIAN SANUKITOIDS: COMPOSITION, STRUCTURE, SOURCES

Egorova Yu.S.

IPGG RAS, St. Petersburg

В Фенно-Карельской провинции Балтийского щита известно более 20 интрузий санукитоидов. Они прорывают деформированные породы зеленокаменных поясов и тоналито-гнейсы. Размещение интрузий контролируется ослабленными тектоническими зонами, иногда секущими границы разновозрастных доменов. Из структурно-геологической и геохронологической позиции санукитоидов следует, что к моменту их становления Фенно-Карельская провинция была единой структурой. С востока на запад имеет место как уменьшение возраста интрузий (от 2.74 ± 0.02 до 2.70 ± 0.02 млрд. лет [4, 6]), так и упрощение их строения от более сложных многофазных интрузий к одно- и двухфазным.

По соотношению суммы щелочей и SiO_2 санукитоиды относятся к умереннощелочной и нормальной сериям. Большая часть массивов восточной Карелии сложена умереннощелочными санукитоидами, западной – породами нормальной щелочности. Последние характеризуются снижением #mg и содержаний LILE и LREE, по сравнению с умереннощелочными санукитоидами, что приближает их составы к ТТГ.

Изотопный состав ранних мафитовых фаз интрузий свидетельствует, что источник первичных санукитоидных расплавов имел начальные отношение $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ) и значение $\epsilon\text{Nd}(T)$ близкие к модельному составу деплетированной мантии (ДМ) по [5, 8]. Высокие содержания LREE (Nd = 50-250 ppm), Ba (> 1000 ppm), Sr (> 700 ppm) и щелочей в этих породах доказывают, что ДМ была обогащена этими элементами незадолго до или во время плавления.

Большая часть массивов восточной Карелии, сложенных породами умереннощелочной серии, имеют однородный изотопный Sm-Nd и Pb-Pb состав, близкий к ДМ. На диаграммах в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ их составы выстраиваются вдоль изохроны 2738 ± 66 млн. лет с $\epsilon\text{Nd}(2.74) = +1.7 \pm 0.4$, а в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – вдоль палеоизохроны $2.74 - 1.9$ млрд. лет с $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}(\mu) = 9.2 \pm 0.2$. Большая часть интрузий нормальной щелочности и кислые фазы некоторых умереннощелочных интрузий характеризуются вариациями значений $\epsilon\text{Nd}(T)$ от +2.1 до -5, $\epsilon\text{Hf}(T)$ от +2.1 до -6 [7] и $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}(\mu)$ от 10.2 до 12. Присутствие среди санукитоидов пород с отрицательными значениями $\epsilon\text{Nd}(T)$, $\epsilon\text{Hf}(T)$, высокими (коровыми) значениями $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}(\mu)$ свидетельствуют об участии в их расплавах не только мантийного вещества, но и вещества континентальной коры. Этот вывод подтверждается присутствием древних захваченных цирконов [4, 6]. На примере массивов Панозеро [3] и Бергаул [2] устанавливается, что вовлечение корового вещества в санукитоидные расплавы, приведшее к изменению изотопных характеристик от мантийных к коровым, происходило не в мантии, а во время подъема расплавов к месту кристаллизации и/или во время фракционной кристаллизации расплавов в промежуточной камере. Нарушение магматической корреляции между изотопным составом Nd и Hf санукитоидов Финляндии (смещение составов ниже области «terrestrial array» на диаграмме $\epsilon\text{Nd}(T)$ vs $\epsilon\text{Hf}(T)$) подтверждает этот вывод [1].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Егорова Ю.С., Лохов К.И. Коровая контаминация мантийных санукитоидных расплавов по данным геохимии радиогенных изотопов Hf и Nd. Матер. III межд. научно-практич. конф. памяти А.П. Карпинского. СПб. ВСЕГЕИ. 2013. С. 747-751.
2. Ларионова Ю.А., Самсонов А.В., Шатагин К.Н. Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные // Петрология. 2007. Т. 15. № 6. С. 571-593.
3. Лобач-Жученко С.Б., Саватенков В.М., Коваленко А.В. и др. Характеристика мантийного источника архейского Панозерского массива (Карелия) по данным изотопно-геохимических исследований пород и минералов // Геохимия. 2010. № 4. С. 390-405.
4. Bibikova E., Petrova A., Claesson S. The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons // Lithos. 2005. V. 79. P. 129-145.

5. DePaolo D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust mantle evolution in the Proterozoic // Nature. 1981. V. 291. P. 193-196.
6. Heilimo E., Halla J., Huhma H. Single-grain zircon U-Pb age constraints of the western and eastern sanukitoid zones in the Finnish part of the Karelian Province // Lithos. 2011. V. 121. P. 87-99.
7. Heilimo E., Halla J., Andersen T., Huhma. H. Neoproterozoic crustal recycling and mantle metasomatism: Hf-Nd-Pb-O isotope evidence from sanukitoids of the Fennoscandian shield. Precambrian Research. 2013. V. 228. P. 250-266.
8. Zartman R.E. & Doe, B.R. Plumbotectonics: the model // Tectonophysics. 1981. V. 75. P. 135-162.

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА НА ДРЕВНИХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ЩИТАХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Зинчук Н.Н.

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

ABOUT SPECIFIC FEATURES OF PALEOTECTONIC DEVELOPMENT AND KIMBERLITE MAGMATISM ON ANCIENT CRYSTALLINE SHIELDS OF THE SIBERIAN PLATFORM

Zinchuk N.N.

West-Yakutian Scientific Center of the Sakha Republic (Yakutia) Academy of Sciences. Mirny

Проблема происхождения кимберлитового магматизма интересовала геологов с момента открытия первых кимберлитовых трубок на Африканской платформе и к настоящему времени вопросам прогнозирования алмазных месторождений посвящена многочисленная опубликованная литература, в том числе и цитируемая в настоящей работе [1-23]. Известно, что разновозрастные коренные источники алмазов найдены на Африканской, Сибирской, Австралийской, Восточно-Европейской, Китайской, Индийской, Северо- и Южно-Американской платформах, что свидетельствует о планетарном проявлении кимберлитового магматизма [1, 3, 14-16, 20-23]. Практически все исследователи этой проблемы единодушно принимают эмпирически установленную закономерность, что кимберлиты (в том числе и алмазоносные) встречаются только в пределах древних платформ. Что же касается вопроса, к каким именно областям древних платформ приурочиваются кимберлиты вообще и алмазоносные в частности, до настоящего времени имеются значительные разногласия. Первые исследователи африканских кимберлитов отмечали их приуроченность к краевым частям древних кратонов. При этом алмазоносные кимберлиты, независимо от возраста их внедрения, проявляются только на территориях, представляющих собой архейские кратонные области с древним фундаментом. Эти выводы оказались справедливыми и для других платформ мира и получили название «правило Клиффорда». Указанное правило разными исследователями в применении к различным платформам трактуется неодинаково, что объясняется, главным образом, неоднозначностью понимания термина «кратон» [8, 10, 18], поскольку под этим термином «в правиле Клиффорда» понимается не весь кристаллический фундамент древней платформы, а только некоторые его участки древнейшей консолидации. Так, в пределах Африканской платформы фундамент состоит из участков с возрастом метаморфизма от 2.5 млрд. лет и древнее – до 3.5 млрд. лет. Очевидно, районирование фундамента древних платформ с помощью «правила Клиффорда» должно основываться на твердых однозначных принципах и приемах. Поэтому африканские геологи предложили подразделять кратоны по возрастным интервалам на архоны (древнее 2400 млн. лет), протоны (от 2400 до 1600 млн. лет) и тектоны (от 1600 до 800 млн. лет). В пределах архонов, представляющих собой овоидно-мозаичные и линейно-складчатые блоки как раннего, так и позднего архея, отличающиеся составом метаморфических комплексов, а также характером тектонического строения, широко развиты поля алмазоносных кимберлитов. Протоны образуют складчатые пояса, сложенные первично-осадочными и осадочно-вулканогенными породами раннего и позднего протерозоя (протогеосинклинальные пояса), а также пояса тектоно-термальной переработки, наложенные на архейское основание. Тектоны (или фактически позднекембрийские складчатые области) обычно не рассматриваются в качестве потенциально алмазоперспективных территорий. Отдельные исследователи (Синицын, 1992 и др.), уточняя «правило Клиффорда», считают, что алмазоперспективными явля-

ются только архейские кратоны древнее 2800 млн. лет, а подвижные пояса (объединяющие протоны и тектоны), даже самые древние не содержат алмазоносных кимберлитов. При этом уточняется, что в структуре платформенного чехла поля кимберлитов контролируются зонами сочленения антеклиз и синеклиз, а в более локальном плане – выступами нижнепалеозойского цокольного комплекса. Несмотря на сформулированное в 1990 г. на Ленинградском кимберлитовом симпозиуме «модифицированное правило Клиффорда», утверждающее, что под древним кратоном понимается истинно архейская область с возрастом консолидации не моложе 2500 млн. лет, не подвергшаяся после этого крупным тектоно-термальным событиям, кратоны, чаще всего, неоднородны по структуре, среди которых отмечаются участки существенного омоложения пород, связанные с наложенными процессами тектонической активизации. Следует отметить, что в пределах платформ довольно детально изученных по перспективности на алмазы, наименьшей степени исследований подвергнуты древние кристаллические щиты, наиболее крупными среди которых на Сибирской платформе (СП) являются Анабарский и Алданский массивы. Однако особенности палеотектонического развития последних не возможно без анализа общего становления всех структур платформы. По совокупности структурных и вещественных факторов нами [23] обосновано выделение центральных и периферических зон кратонов. С последними связываются лампроиты Австралии, кимберлиты Зимнего Берега Архангельской алмазоносной провинции (ААП), отдельные поля Якутской алмазоносной провинции (ЯАП). Применительно к алмазоносным провинциям некоторые исследователи [4, 11, 15, 16] также отмечают зональность при переходе от центральным их частей к окраинным. Эта зональность выражается в падении алмазоносности, увеличении доли кристаллов алмаза эколгитового парагенезиса, уменьшении возраста кимберлитовых тел и их размеров, увеличении интенсивности мантийного магматизма. На окраинах провинций обычно более широко развиты дайки и силлы. Наблюдаемую зональность провинций на уровне алмазоносности иногда объясняют (Н.А. Кухаренко, 1989) палеозональностью тепловых полей в подкоровом пространстве литосферы и зональностью алмазоносности исходного мантийного субстрата.

В последнее время, в связи с распространением закономерностей плит-тектоники на докембрийском этапе геологического развития земной коры древних платформ, во многом пересмотрены «старые» представления о строении их кристаллического фундамента. Так, для СП возраст трубчатых коровых ксенолитов не превышает 3.1-3.2 млрд. лет, что позволяет сделать вывод [1, 2, 5-7, 9, 12-14, 17, 18], что начало формирования континентальной коры районов кимберлитовых трубок относится именно в этому периоду, то есть по-существу не подтверждает наличие в этих регионах первичной катархейской коры. Архейская континентальная кора СП входила в состав суперконтинента Пангея-0 [16], который в начале раннего протерозоя раскололся на многочисленные плиты - террейны вместе с деплетированной верхней мантией мощностью 150-200 км. Некоторые исследователи террейнами считают фрагменты более крупных тектонических образований: кратонов, пассивных и активных континентальных окраин, пластин океанической коры (офиолиты), внутриокеанических структур различного типа и островных дуг. Все эти образования в прошлом находились на расстоянии в сотни и тысячи километров от мест их современного нахождения и, возможно, относительно друг от друга и ближайших кратонов [16]. По нашему мнению [19], террейны – это площадные элементы структуры, которые первоначально развивались независимо друг от друга, как изолированные микроконтиненты и притом в разное геологическое время. Разделяющие их зоны разломов обнаруживают признаки тектонического сдавливания и надвигания, свойственные зонам столкновения («коллизии континентальных масс»). Что касается кристаллического фундамента СП, то общность простирающихся его элементарных структур по геофизическим данным никак не даёт возможность предположить, что он составлен из отдельных микроплит, развивающихся независимо друг от друга и в разное геологическое время. Составленные в прошлом по «фикситскому» принципу схемы тектонического строения кристаллического фундамента как раз основываются на фактах подобия и непрерывности его структуры. Судя по приведённым выше определениям террейнов, вертикальные колонны микроконтинентов, состоящих из континентальной коры с возрастом 2.5-3.1 млрд. лет и деплетированной на глубину 150-200 км верхней мантией, двигались по астеносфере, залегающей на глубине 260-300 км и были разделены океаническими пространствами с океанической корой и вулканогенно-осадочными образованиями. При столкновении и «причаливании» микроконтинентов происходило, согласно базовому принципу тектонических плит, образование коллизионных поясов раннепротерозойского возраста. При закрытии крупных океанических бассейнов с осадконакоплением формировались складчатые пояса. Процесс, по-видимому, сопровождался субдукцией. На СП к образованиям подобного происхождения, вероятно, относится Ангаро-Жиганский пояс, а также другие пояса на Алданской антеклизе. Что же касается других шовных зон, соединяющих террейны и состоящих из тектонических блоков архейской коры, гранулитов, диафоритов, ин-

трузивов раннепротерозойского возраста, то они являются зонами (или поясами) сдавливания и надвигания архейских блоков с наложением повторного метаморфизма, то есть отвечают ранее известному понятию зон тектоно- термальной переработки.

На построенной нами [19] схеме геологического строения кристаллического фундамента центральной части Западно-Якутской алмазоносной субпровинции (ЗЯСП), составленной по данным глубокого бурения, выделены Тунгусский, Маганский, Далдынский, Мархинский и Биректинский террейны, которые шиты Саяно-Таймырской, Котуйканской и Билляхской разрывными зонами – надвигами, сопровождаемыми тектоническим меланжем, то есть теми же самыми зонами тектоно-термальной переработки. Для составления упомянутой тектонической схемы привлечены данные определения возраста отложений из керна, поднятого из глубоких нефтегазопроисловых редких скважин, неравномерно распределенных на описываемой территории. Использован также возраст ксенолитов из кимберлитовых трубок. Эти данные превалировали по сравнению со схемами, составленными другими предшественниками. Возможно, что Sm/Nd метод точен и не содержит систематической погрешности, но сам керн характеризует лишь первые десятки редко сотню-две метров кристаллического фундамента. Массовое образование ксенолитов происходит лишь на той глубине, на которой внедрение кимберлитов приобретает явно эксплозивный характер. Это имеет место в осадочном чехле и вероятно в самих верхних слоях кристаллического фундамента. Для докембрийских образований (включая и архейские) не исключено цикличное строение, подобно строению разрезов осадочных толщ, то есть с наличием стратиграфических угловых несогласий и залеганием по правилу увеличения возраста снизу вверх. Поэтому, несмотря на кажущуюся бесспорность приведенных возрастных данных, окончательно не доказано, что большая часть СП состоит из террейнов, возраст наиболее древних метаморфитов которых не превышает 3.2 млрд. лет. В последних обобщающих работах по установлению закономерностей размещения алмазоносных магматитов на основе анализа глубинного строения литосферы СП [13, 19] предлагается технология картирования промежуточных поисковых объектов для региональной и среднемасштабной стадий прогнозно-поисковых работ, основанная на интегральном анализе сейсмических, магнитных, электромагнитных, гравиметрических и геологических данных. Эта технология, по мнению авторов, позволяет прогнозировать площади с потенциально алмазоносными кимберлитовыми телами. По геофизическим, структурным и петрологическим характеристикам в центральной части Западной Якутии выделяется область стабильной алмазосодержащей литосферы с повышенной мощностью, обусловленной литосферным мантийным корнем. В его контурах сосредоточены все известные коренные месторождения алмазов. Другие исследователи (А.П. Смелов и др., 2003) ЗЯСП поделена на две неравные по площади части: Западно-Якутский кратон, включающий Западно-Алданскую гранит-зеленокаменную область и восточную большую часть, названную палеопротерозойским орогенным поясом. Единственным основанием проведения границы между кратоном и орогенным поясом является то, что в кимберлитовой трубке Мир не обнаружены ксенолиты коровых пород с раннепротерозойским возрастом. При этом отрицается правомочность отнесения предшествующими исследователями Тунгусского террейна к фрагменту архейского кратона на основании того, что анализ Sm/Nd изотопных данных показывает, что ксенолиты коровых пород в кимберлитовых трубках Тунгусского террейна включают образования двух типов. К первому из них относятся гранат-амфибол-клинопироксеновые и амфиболовые кристаллические сланцы, характеризующиеся величинами Tnd (Дм) в интервале 3.3-2.9 млрд. лет, а ко второму типу – амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы с Nd модельным возрастом в 2.1 млрд. лет. Последняя величина близка к оценкам Tnd (Дм)= 2.5 млрд. лет, полученным для ксенолитов экологитоподобных пород этой же кимберлитовой трубки. По-видимому, никто не станет отрицать возможность образования в пределах архейских кратонов раннепротерозойских внутриконтинентальных осадочных бассейнов или рифтов, что подтверждается приведенным материалом. Происхождение протерозойских пород в пределах Тунгусского кратона необходимо выяснять путем изучения его внутренней структуры и не делать таких далеко идущих выводов. Поскольку граница между кратонной частью и орогенным поясом проведена таким образом, что все алмазоносные кимберлитовые поля приурочены к террейнам палеопротерозойских орогенных поясов, то делается вывод об отсутствии контроля кимберлитов архейскими структурами, а поэтому трубки могут быть найдены в любой части платформы. Однако большинство исследователей связывают алмазоносные кимберлиты с архейскими кратонами. Для того чтобы алмазоносный потенциал архейского кратона был реализован, необходимо, по мнению многих исследователей, наложение на него линейной зоны тектонической активизации (синоним – минерагеническая зона), которые выделены во всех кимберлитовых алмазоносных провинциях мира.

К числу главных факторов, контролирующих распределение кимберлитовых полей на СП, отдельные исследователи [9, 21] относят долгоживущие продольные и глубинные поперечные мантийные разломы, воль которых происходит скачкообразное изменение глубин залегания основных границ раздела земной коры. Пространственное размещение полей определяется приуроченностью их к склонам фундамента с небольшой глубиной его залегания (до 2-3 км) или к крупным среднепалеозойским пологим поднятиям чехла и его флексуорообразным перегибам и наложением на них разновозрастных и разнотипных глубинных разломов. Другими исследователями [2, 3, 5, 18] кимберлитовый магматизм на СП традиционно связывается с протяженными Ангаро-Оленекской, Ангаро-Вильюйской, Куонамской и другими зонами. Протяженность подобных зон часто сильно преувеличивается, поскольку они не на всем своем протяжении подтверждаются действительными кимберлитовыми проявлениями, а их тектоническое строение не на всех уровнях фактически остается неизвестным. Имеющиеся сведения по некоторым зонам, их отражению в строении кристаллического фундамента и в структуре осадочного чехла весьма недостоверны так как основываются на недостаточном фактическом материала, как, например, Далдыно-Оленекская зона на СП. Иногда [2] утверждается, что размещение среднепалеозойских кимберлитов СП контролируется системой линейных магмоактивных зон регионального масштаба со щелочно-ультраосновной спецификацией. Кимберлитовые поля консолидируются в земной коре в линейных зонах, протяженность которых измеряется десятками и сотнями километров при средней ширине в несколько десятков км. Позднее этими же исследователями было сделано предположение, что перерывы осадконакопления являются региональными возрастными реперами, фиксирующими временные интервалы кимберлитообразования. Они являются стратиграфическим выражением принципа «палеотектонической ниши», определяя приуроченность вспышек кимберлитового магматизма к периодам воздымания крупных участков древних платформ. Во многих случаях зоны выделяются по трендам трещиноватости или кимберлитовых даек, а также по космическим снимкам [21]. Поэтому вместо термина «зона» употребляется понятие «линеамент», указывающее на неясность генезиса данного линейного образования. Тем не менее, зоны отождествляются с глубинными разломами, разделяющими крупные геоструктуры платформы или пересекающими ее вне зависимости от этих геоструктур. В действительности настоящими глубинными разломами, в соответствии с общепринятым значением этого термина, являются только участки зон, ограничивающие авлакогены и порожденные ими синеклизы, перикратонные прогибы. К глубинным раздвигам относятся также зоны базальтовых даек, закладывающиеся вдоль плечей авлакогенов или намечающие зачаточные рифтогенные прогибы. Кимберлитовые и другие проявления ультраосновного магматизма связаны именно с такими участками так называемых кимберлитовых зон. В то же время зоны и их участки, не связанные с указанными тектонически ослабленными пояса и не несущие изверженных пород кимберлитовой специализации. При определенных условиях они могут способствовать проникновению в кору кимберлитовой магмы. К разряду гипотез о контроле кимберлитового магматизма тектоническими линейными зонами относится также точка зрения о том, что некоторые группы кимберлитовых полей приурочиваются к линейным грабенам осадочного чехла шириной в первые километры и протяженностью на многие десятки и даже сотни километров. В кристаллическом фундаменте им также соответствуют прогибы его кровли, а в кровле верхней мантии – валлообразные поднятия, под которыми мощность коры утонена на 10-15%. По существу в такой гипотезе речь идет о контроле кимберлитов рифтогенными структурами, но не вполне развитыми авлакогенами, а их зачаточными (рифтоподобными) формами.

Большую роль в пространственном размещении кимберлитового магматизма многие исследователи [6, 8, 10, 17] придают рифтам и рифтогенным структурам. Ещё в 1975 г. В.Л. Масайтис, рассматривая пространственное положение кимберлитов, отметил их приуроченность к боковым частям (плечам) авлакогенов. По мнению Е.Е. Милановского [14], рифтогенез, выраженный в заложении и развитии авлакогенов на древних платформах (главным образом, Лавразийской группы), значительно усиливается в позднем протерозое и возобновляется в среднем палеозое. Так, А.Н. Логачев и Б.М. Владимиров (1989), рассмотрев связи рифтогенеза и кимберлитообразования, пришли к выводу, что с позиций термодинамических условий зарождения и эволюции магм для кимберлитообразования благоприятны лишь дорифейские кратоны. Магматиты кимберлит-лампроитовой и пикрит-лампроитовой серий локализируются вблизи палеорифтовых депрессий, где их расположение контролируется поперечными по отношению к палеорифтам разломами сдвигово-надвиговой природы. Магматиты кимберлитовой и альнеит-кимберлитовой серий тяготеют к разломам сдвигово-надвигового типа, выраженными зонами краевых дислокаций. Эти зоны обычно имеют те же простирания, что и палеорифтовые депрессии, и удалены от них на 80-160 км. Последние являются своеобразным внутриплитным аналогом субдукционных структур, компенсирующих растяже-

ние палеорифтовых систем за счет образования сдвига-надвигов в условиях сжатия. Иногда (В.И. Сафьяников, 1990) обосновывается, что кимберлитовый магматизм СП генетически связан с рифтогенными процессами в континентальной коре и верхней мантии, а размещение кимберлитовых полей контролируется узлами пересечения крупных палеорифтовых систем с зонами поперечных разломов «трансформного» типа. Вопросы размещения кимберлитового магматизма также рассматриваются (С.В. Сафьяников, 1998) с позиций современного геодинамического анализа с привлечением данных развития южного складчатого обрамления СП. Геодинамические построения основываются на принимаемой точке зрения относительно связи кимберлитового магматизма с рифтогенезом. Достоинством таких утверждений является то, что проблема связи кимберлитового магматизма и рифтогенных процессов и проведенный геодинамический анализ Ангаро-Ботуобинской зоны рассматриваются в контексте широких региональных тектонических обобщений. Рассмотрена [6] взаимосвязь расположения кимберлитовых полей со структурами, имеющими признаки континентальных палеорифтов. Показано, что Мирнинское кимберлитовое поле локализуется в пределах Укугутской рифтоподобной зоны, которая выражена серией узких грабенообразных структур нижнепалеозойского цоколя, контролируемых разломами северо-восточного простирания. Структурная позиция кимберлитовых полей Далдыно-Алакитского алмазоносного района определяется субширотными ответвлениями Катангско-Котуйского авлакогена. Установлена [8, 18, 22] тесная связь наложения кимберлитов с эпикратонными авлакогенами, структурные элементы которых определяют размещение кимберлитовых зон и полей. При этом отмечается выдержанная тенденция: щелочно-ультраосновные интрузии с карбонатами располагаются в «теле» авлакогена, а кимберлиты – на «плечах» этих структур. Зоны кимберлитового магматизма отождествляют [22] с продольными и поперечными сбросово-сдвигами мантийного заложения, развившимися на бортах авлакогенов. Образование кимберлитов при этом связываются со стадией дифференцированных линейных опусканий большой амплитуды, а также с регенерацией авлакогенов предшествующего тектонического цикла. Последовательно доказывается [8, 10] локализация полей алмазоносного кимберлитового магматизма на участках пересечения кратонов, сложенных катархейскими серогнейсовыми комплексами, рифтогенными структурами различного возраста, в том числе рифейскими авлакогенами, конкретнее с областями их динамического влияния. Однако, рифтогенная гипотеза принимается не всеми исследователями, которые считают её слабыми сторонами большую удаленность кимберлитовых полей от самих авлакогенов, невыдержанность латерально-временной магматической зональности, отсутствие данных о прямой связи кимберлитов с континентальными рифтами.

Альтернативной «разломному» происхождению кимберлитов является гипотеза, развиваемая В.А. Милашевым [15], отрицающая какую-либо существенную роль глубинных разломов и вообще отвергающая само их наличие в районах локализации кимберлитовых проявлений. Главными факторами их локализации считаются глубинные процессы, зарождавшиеся в верхней мантии на глубинах 300-400 км. В результате этих процессов массы разогретого и разуплотненного мантийного вещества под воздействием механизма зонной плавки поднимаются к подошве земной коры. Линзы этого вещества и сформировали субпровинцию с кимберлитами в центральных их частях и с пикритами по периферии. Благоприятными тектоническими факторами являются сокращенная мощность земной коры и повышенная проницаемость ее блоков, обусловленная пониженной плотностью изоморфной трещиноватости. Этот тезис развит и в более поздних работах автора [16], считая, что кимберлитовые тела совмещены с зонами (блоками) повышенной трещиноватости земной коры, проявившимися на уровне современного эрозионного среза в виде участков изотропной трещиноватости. При этом контуры этих блоков, площадь которых колеблется от 300 до 2300 км², принимаются в качестве структурных границ кимберлитовых полей. Некоторые исследователи отмечают приуроченность кимберлитовых субпровинций к крупным изометричным мегаблокам земной коры, характеризующихся в геофизических полях овоидно-кольцевым строением. Это явление перекликается с «правилом Клиффорда», поскольку именно такое строение имеют участки наиболее древнего архейского кристаллического фундамента, имеющих нуклеары. Их следует отличать от радиально-кольцевых структур, выделяемых по космическим снимкам [21], хотя в некоторых случаях может иметь место их пространственное совпадение. Эти радиально-концентрические очаговые структуры разного ранга Ю.Н. Серокуровым рассматриваются как обязательный признак всех известных алмазоносных провинций Мира. Проблематичность контроля кимберлитовых субпровинций или отдельных полей кольцевыми структурами, выделяемыми по космоснимкам, обусловлена, вероятно, большой долей субъективности восприятия фотоизображений, разнообразием и неясностью генезиса этих образований, а также высокой плотностью радиально-кольцевых картин, наблюдаемых на космоснимках, по которым СП состоит [21] из пяти радиально-овоидных структур первого порядка. Естественно, что известные алмазонос-

ные районы всегда будут находиться на пересечении каких-либо кольцевых и радиальных элементов той или иной структуры. В.С. Шкодзинским (1995) предложена декомпрессионно-диссипативная модель генезиса магм, в том числе и кимберлитовой. В отношении тектонического контроля кимберлитовых диатрем эта модель возвращает нас к необходимости существования глубинных тектонических нарушений (каналов доставки подплавленного мантийного субстрата на поверхность. Но именно наличие предполагаемых коллизионных смещений мантийных пластин и сквозных корово-мантийных разломов в пределах монокристаллических кимберлитовых кратонов вызывает большие сомнения. К числу экзотических относится гипотеза горячих точек, хотя она сходна с гипотезой В.А. Милашева, поскольку использует идею восходящего мантийного плюма. Необычность ее состоит в объяснении образования линейной зоны проявлений вулканизма перемещением литосферной плиты над горячей точкой.

В последние годы появились новые разработки (в первую очередь отечественных исследователей) по различным проблемам алмазопрогнозирования коренных алмазных месторождений, которые позволили определить его системную основу. Применение системного минерагенического подхода в области изучения глубинных магматитов привело к созданию иерархического ряда промежуточных поисковых объектов, отвечающих масштабу прогнозных исследований: провинция, зона, поле, куст и трубка [3, 10]. С.И. Митюхиным (1996, 1998) в качестве системного подхода выбрана методика описания геологических явлений и объектов по уровням организации геологической среды – геохимического, минералогического, структурно- тектонического, глубинного структурно-вещественного. Структурно-тектоническое направление при прогнозе реализуется на эмпирической основе. По мнению автора, не удастся идентифицировать тип геодинамической обстановки на момент образования расплава и подъема его в литосферу, а следовательно, и сформировать образ систем, генетически и парагенетически связанных с объектами прогноза. Сформулированы [13, 19] структурно-тектонические критерии прогноза иерархической системы алмазоносных объектов. В отличие от прогнозирования по единичным критериям, для территории ЮВ Якутии используют комплексные прогнозно-поисковые модели, которые основаны на принципах системного прогнозирования и представляют иерархию пространственных минерагенических объектов в виде ряда: субпровинция-зона-узел-поле. Считая, что кимберлитовые поля приурочены к плечевым частям рифтов и авлакогенов, они предлагают рассматривать области развития рифтогенных структур, при наличии в них пород щелочно-ультраосновного состава и кимберлитов, в качестве самостоятельных минерагенических объектов – субпровинций и выделяют в пределах Зап. Якутии Вилюйскую алмазоносную субпровинцию. Вилюйско-Мархинская зона разломов и Тунгусско-Оленекская зона повышенной проницаемости, а также симметричные им относительно Патомско-Вилюйского авлакогена Чаро-Синская потенциальная кимберлитоконтролирующая зона разломов и Алданская зона повышенной проницаемости являются алмазоносными кимберлитоконтролирующими структурами. Тектоническая позиция алмазоносных узлов определяется пересечением разломов северо-восточного направления с разрывами северо-западного простирания, при наличии благоприятных минерагенических признаков. Из этого следует, что в пределах Вилюйско-Мархинской зоны были выделены Средне-Мархинский и Средне-Тюнгский узлы. Обосновывая свои прогнозные построения, авторы апеллируют к открытию в пределах Средне-Мархинского алмазоносного узла кимберлитовых трубок Ботубинская и Нюрбинская. Предложена также концепция [17] прогнозирования применительно к новой классификации разноранговых алмазоносных объектов по тектоническому принципу, представляющих собой следующий иерархический ряд: алмазоперспективный литосферный блок (АЛБ) – алмазоносная провинция (АП) – район алмазоносного магматизма (РАМ) – продуктивная структура диатремовой ассоциации (СДА) или месторождение. Выделение АЛБ основывается авторами на представлениях о принадлежности алмазоносного магматизма к фрагментам архейских кратонов. АП обладают свойствами типично рудных провинций, их образование связывается с долгоживущими астенотинзами и они являются зонами отраженной верхнемантийной геодинамики. Понятие РАМ адекватно эндогенной рудоносной системе и вмещает в себя все синхронные тектонические и магматогенные проявления в надочаговом пространстве РАМ. СДА представляют, в формулировке авторов, собственно месторождения. Как концептуально значимые выделяются следующие факторы прогнозирования месторождений алмазов: зарождения и роста алмазов, архейского кратона, аллохтонности алмазоносного протокимберлита, трапповой активизации, сохранности алмазов, денудации, синхронности геологических событий. Эта концепция в дальнейшем авторами представлена в форме, открытой для дальнейшего совершенствования и использования при разработке легенд прогнозных карт, выделении и картографическом показе предлагаемых прогнозно-перспективных объектов, как при региональном, так и при крупномасштабном прогнозировании. На основе анализа тектонического строения алмазоносных территорий За-

падной Якутии Н.И. Горев (1998) выделяет среди кимберлитоконтролирующих структур зоны краевых дислокаций, представляющих собой тектоно-магматические пояса, ограничивающие области активизации ограничивающие области активизации от стабильных блоков и секущие зоны, которым соответствует один или несколько глубинных разломов, пересекающих как подвижные области, так и стабильные блоки. К узлам пересечения этих зон приурочены все известные поля ЗЯАП.

Разнообразие современных подходов к структурно-тектоническому и глубинному анализу строения алмазоносных территорий Сибирской платформы определяет различный масштаб прогнозных построений: а) *региональный* (глобальный), при этом исследуются общие закономерности распределения кимберлитового магматизма в пределах платформы; б) *средний*, когда устанавливается структурный контроль размещения кимберлитовых полей; в) *локальный*, когда изучаются закономерности размещения тел внутри кимберлитового поля. Глобальные тектонические закономерности размещения траппового и кимберлитового магматизма в пределах Сибирской провинции рассмотрены во многих работах [2, 7, 9-12, 18, 19, 23]. По мнению исследователей, промышленно алмазоносные среднепалеозойские кимберлитовые поля располагаются в пределах наиболее мощной части литосферы и пространственно тяготеют к границам «выходящего клина» трапповой Тунгусской синеклизы. Остальные кимберлитовые поля располагаются севернее и локализованы по бортам «входящего угла» Уджинского рифта и удалены от рудного центра на значительные расстояния. Алмазоносные районы Тунгусской синеклизы тяготеют к литосферному блоку Енисейского кряжа и могут быть не связаны с центром Зап. Якутии, поскольку отделены от него телом астенолита. Приведенные данные свидетельствуют о центробежной зональности размещения субфаций кимберлитов, но не концентрической (по В.А. Милашеву), а радиальной или секториальной. Максимум глубинности щелочно-ультраосновного магматизма располагается вблизи крутого крыла подошвы литосферы, в зоне наибольшего ее проникновения в верхнюю мантию. На земной поверхности этот алмазоносный центр приурочен к периферическим частям глобального «выходящего клина» Сибирской трапповой провинции. При этом обращает на себя внимание принципиальная однонаправленность ориентировки этого клина траппов и северо-восточного луча трехлучевого купола палеоастенолита в центральной части Сибирской синеклизы. Эти исследования представляют собой пример глобально-тектонических прогнозных построений для Сибирской алмазоносной провинции в целом, но и с вероятным выходом на зоны и поля, возможность выделения которых определяется деталями строения рельефа подошвы литосферы. Особого внимания заслуживает тезис авторов о радиальной зональности размещения субфаций кимберлитов.

Определению закономерностей размещения кимберлитовых тел внутри полей посвящены многие исследования [2-4, 8-10, 15, 16, 21-23]. Размещение проявлений кимберлитового магматизма внутри полей определяется структурно-тектоническими особенностями вмещающей геологической среды. В качестве важных структурных элементов кимберлитового поля иногда рассматривают [17] кимберлитовмещающие зоны, образованные за счет неоднократно активизированных докимберлитовых разломов глубинного заложения и имеющих ширину порядка 2-4 км. Эти зоны характеризуются повышенной трещиноватостью терригенно-карбонатных пород рудовмещающего нижнепалеозойского цоколя, в том числе и сингенетичной кимберлитообразованию, проявившейся в виде характерных для области активного динамического влияния разлома борозд и зеркал скольжения, прерывистых локальных зон дробления. Особенностью кимберлитовмещающей зоны является насыщенность её дотрубочными инъекциями кимберлитов, образующих протяженные, часто прерывистые, линзообразные жильные тела, обычно имеющие небольшую мощность при очень крутых залеганиях. При изучении физико-геологических характеристик кимберлитоконтролирующих разломов Мирнинского кимберлитового поля установлено [13], что структура Мало-Ботубинского алмазоносного района определяется наличием трех основных систем разрывных нарушений, ориентированных в северо-восточном, северо-западном и субмеридиальном направлениях. Алмазоносные кимберлитовые трубки приурочены к субмеридиальным разломам Вилуйско-Мархинской тектонической зоны. На основе анализа тектонического строения Мирнинского поля выдвигают [8, 10] следующие критерии локального структурно-тектонического контроля: кимберлитовые трубки расположены на пересечениях четырех круговых грабен с разломами Вилуйско-Мархинской зоны, среди которых предпочтительными являются Зап. и Центральный разломы, а кусты наиболее алмазоносных трубок контролируются радиальными разломами. Ещё более не приемлемы модели, в которых (на примере того же Мирнинского поля) кимберлитовые трубки образованы (А.А. Фельдман, 1989) от ультраосновного массива, внедрившегося непосредственно в кору или от базит-кимберлитовых неоднородностей, также внедрившихся в нижнюю кору до глубины 20-25 км от поверхности и породившие трубки алмазоносных кимберлитов и дайки долеритов, то есть образования несовместимых фаций. Авторы подобных моделей, исхо-

да из того, что механизм образования кимберлитовых полей на всех континентах одинаков, должны были бы решить для себя такой вопрос: если всё множество кимберлитовых полей образовано от внедрившихся в земную кору ультраосновных интрузивов или подобных им тел, то по каким причинам (неуклонно действующим во всех случаях), проникнув в кору из мантийных глубин, интрузии остановились в верхней части коры для образования алмазоносных кимберлитовых трубок? На примере Накынского кимберлитового поля высказано также мнение (В.М. Зуев и др., 1998), что кимберлитовые трубки приурочены к скрытым в осадочном чехле флексурным изгибам тектонических швов и делается вывод: прогнозируемые тела могут быть локализованы в узлах пересечения и морфологических осложнениях выделяемых тектонических швов северо-северо-восточного – юго-юго-западного простирания.

Обобщение данных региональных геофизических (гравиметрических, магнитометрических, сейсмических и магнитотеллурических) исследований в ЗЯАП [13, 19] позволило утверждать, что алмазоносные кимберлиты приурочены к зонам с повышенной мощностью земной коры, положительным гравитационным аномалиям, обусловленным воздыманием внутрикоровых границ раздела. Такие зоны получили наименование глубинных кимберлитоконтролирующих. Для продуктивных кимберлитовых полей центральной и южной частей Зап. Якутии отмечается однотипность геофизических характеристик (совмещенные в плане локальные, отрицательные гравитационные и магнитные аномалии субизометричной формы, субвертикальная коромантийная проводящая аномалия). В отличие от продуктивных кимберлитовых полей, неалмазоносные кимберлиты локализуются более крупными сообществами вместе с пикритами, альнеитами, карбонатитами и конвергентными им породами. Устойчивых геофизических характеристик для выявления и оконтуривания кимберлитовых полей данного типа не установлено. Геофизическими методами наиболее полно исследовано Мирнинское кимберлитовое поле, затем Алакит-Мархинское и ещё менее полно Накыское. Анализ материалов магнитотеллурических зондирований (МТЗ) подтверждает аномальное состояние земной коры Мирнинского кимберлитового поля по геоэлектрическим свойствам. На фоне высокоомного литосферного блока выделяется локальная коромантийная проводящая аномалия в интервале глубин 30-80 км, однако максимум электропроводности наблюдается на глубинах 30-50 км. Ширина аномальной области около 40 км, что соответствует размерам кимберлитового поля [13]. Данное свойство Мирнинского кимберлитового поля, по нашему мнению [10], является реликтом состояния термоблемы и связано оно с мафит-ультраосновным составом нижней катархейской коры и надкоровых слоев верхней мантии. Всем кимберлитовым полям соответствуют совмещенные в плане локальные аномалии Δg и ΔT . Для кимберлитовых полей ЯАП их амплитуда составляет 0-3 мГл и 20-80 нТл, максимумы тяготеют к центрам термоблем. При этом природа аномалий трактуется по-разному. Наиболее вероятно, что они связаны с разуплотнением и размагничиванием кристаллического фундамента, вызванными рифтообразованием. В районе Мирнинского кимберлитового поля выделяется переходной слой между мантией и корой в интервале 50-42 км с пластовыми скоростями 8.3-8.6 км/с и с тенденцией поднятия верхней границы до глубины 40 км. В пределах данного поля эти регулярные отражающие границы не наблюдаются, а переходной слой и нижняя кора до глубины в 30 км замещаются зоной аномальных сейсмических проявлений или зоной базит-кимберлитовых неоднородностей, именуемых также породами базит-ультраосновного состава мантийно-корового диапира [13], поднимающихся до высоты 30-25 км, то есть до границы $K_{от}$. Пластовые скорости в этой зоне 6.9 км/с $\pm 0.5-0.7$, лишь незначительно выше обычных скоростей. С точки зрения сейсмологии указанный участок является зоной самых разнообразных композиций пакетов квазиконформных осей синфазности. Такая волновая картина образована [13, 19] рассеянными волнами от среднemasштабных неоднородностей земной коры и верхней мантии. Средняя и верхняя части коры характеризуются полем мелкомасштабных скоростных неоднородностей. Нижняя зона имеет конусообразную конфигурацию, а её внешняя граница – форму антиклинали, свод которой через перемычку (горло) шириной в 10 км и высотой 5-10 км соединяется с верхней зоной. В целом структура неоднородности напоминает песочные часы и даёт достаточно свободы для её геологической интерпретации.

Таким образом, анализ опубликованных и частично приведенных выше гипотез о тектонической обстановке проявлений кимберлитового магматизма показывает, что они ограничены все ещё не полным пониманием генезиса кимберлитов и неопределенностями в корреляции между сублитосферными процессами, ведущими к образованию кимберлитов, и тектонической обстановкой в верхних частях литосферы (земной коры), где локализуются кимберлиты. Рассматривая выделенные различными исследователями тектонические и глубинные факторы алмазопрогнозирования можно разделить их на две основные группы. Первая группа критериев касается особенностей пространственно-временного распределения щелочно-ультраосновных магматитов и характеризует различные разломные структуры как основные

транспортеры алмазов. Вторая группа связывает потенциальную алмазоносность с особенностями тектонического строения фундамента и развития территории на дорифейском этапе развития (степень кратонизации) и такими режимами внутриплитной тектонической активности в позднем докембрии – фанерозое как процессы рифтогенеза. Связь палеорифтогенеза с размещением кимберлитов в пределах кратонов можно считать эмпирически установленным фактом. Всё же доминируют гипотезы, предполагающие местоположение очагов кимберлитовой магмы в подастеносферных глубинах. По существу все они являются аналогами гипотезы «горячих точек». По гипотетическим каналам кимберлитовая магма поднимается в земную кору, образуя кимберлитовые поля. Прежде всего, эти гипотезы неприемлемы для нас по «идеологической» причине, а именно по причине их бесполезности. В самом деле, достоверность познания тектонических и других геологических закономерностей фактически ограничивается литосферой. Где и по каким причинам возникают «горячие точки» – пока понять невозможно. Отсюда невозможность использования этих гипотез для практических целей прогнозирования алмазоносных кимберлитов. Предполагается наличие в мантии и коре зон проницаемости, обеспечивающих формирование кимберлитовых полей, размером 50 км в поперечнике, но такие геологические объекты должны обнаруживаться геологическими или геофизическими методами, что в действительности не имеет места. При таком механизме выброс флюидно-магматической смеси к поверхности Земли должен происходить «мгновенно», в противном случае магматический очаг породит астеносферный выступ. Если при этом будет происходить тектоническое растяжение литосферы, то магматический диапир сможет медленно подниматься вверх, что приведёт к образованию рифта с проявлением разнообразного основного, ультраосновного и щелочного магматизма, которому обычно не сопутствует кимберлитовый магматизм.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов А.А. Тектоника платформ и складчатых областей. М.: Наука, 1976. 253 с.
2. Брахофгель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. Якутск: Изд-во ЯФ СО РАН, 1984. 128 с.
3. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и Мира (основы прогнозирования). М.: Геоинформмарк, 2000. 371 с.
4. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П. Вертикальная и горизонтальная зональность месторождений алмазов // Методы прогноза и поисков алмазов на юге Восточной Сибири. Иркутск: ВостСибСНИИГГИМС. 1990. С. 39-40.
5. Гафаров Р.А., Лейтес А.М., Федоровский В.С. и др. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы и этапы становления его континентальной коры // Геотектоника. 1978. № 1. С. 3-10.
6. Герасимчук А.В., Серенко В.П. Состав и петрофизические свойства подразделений фундамента Далдыно-Алаakitского района // Советская геология. 1988. № 11. С. 74-80.
7. Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И. Тектоника и петрогенез катархейских комплексов Алданского щита в связи с проблемой протофиолитов // Тектоника. 1977. № 6. С. 103-117.
8. Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Авлакогенез и кимберлитовый магматизм. Воронеж: ВГУ, 2000. 161 с.
9. Еловский В.В., Мокшанцев К.Б. Структурный контроль проявлений кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1974. 132 с.
10. Зинчук Н.Н., Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Тектонические аспекты прогнозирования кимберлитовых полей. Новосибирск: Сибтехнорезерв, 2004. 166 с.
11. Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Т. Тектоника и алмазоносный магматизм. Воронеж: ВГУ, 2004. 282 с.
12. Малич Н.С., Масайтис В.Л., Сурков В.С. Сибирская платформа. Л.: Недра, 1987. 431 с.
13. Манаков А.В. Особенности строения литосферы Якутской кимберлитовой провинции. Воронеж: ВГУ, 1999. 57 с.
14. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. 280 с.
15. Милашев В.А. Кимберлитовые провинции. Л.: Недра, 1974. 224 с.
16. Милашев В.А., Соколова В.Н. Некоторые закономерности размещения и образования кимберлитовых полей // Геология и геофизика. 1989. №-4. С. 78-85.
17. Никулин В.И., Лелюх М.И., фон дер Флаас Г.С. Алмазопрогностика (концепция и методология). Иркутск: ВостСибСНИИГГИМС, 2001. 320 с.
18. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: Наука, 2001. 571 с.

19. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. М.: Научный мир, 2006. 212 с.
20. Рундквист Д.В., Минц М.В., Ларин А.М. и др. Металлогения рядов геодинамических обстановок раннего докембрия. М.: Наука, 1999. 367 с.
21. Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Зуев В.М. Космические методы при прогнозе и поисках месторождений алмазов. М.: Недра, 2001. 198 с.
22. Францессон Е.В., Лутц Б.Г. Кимберлитовый магматизм древних платформ. М.: Недра, 1995. 342 с.
23. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов Мира. М.: Недра, 1998. 555 с.

О ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ КИМБЕРЛИТОВ И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ПОРОД В РАЙОНАХ ВЛИЯНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ЩИТА

Зинчук Н.Н.

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

ABOUT PETROPHYSICAL CHARACTERISTIC OF KIMBERLITES AND THEIR COUNTRY ROCKS IN REGIONS OF CRYSTALLINE SHIELD INFLUENCE

Zinchuk N.N.

West-Yakutian Scientific Center of the Sakha Republic (Yakutia) Academy of Sciences. Mirny

Особенности влияния процессов образования и развития древних кристаллических щитов наиболее изучено [4, 10, 17] на примере Анабарского массива Сибирской платформы и для выяснения особенностей кимберлитов и вмещающих пород в таких условиях проведено сравнение с результатами изучения аналогичных и близких по составу магматических и осадочных образований других регионов [1-9, 14-19]. На Северо-Востоке Сибирской платформы таким исследовательским полигоном было Толуопское кимберлитовое поле и, в частности, поисковый участок Ивушка, находящийся на территории Приленского алмазоносного района, расположенного на северо-востоке Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) в пределах Лено-Оленекского междуречья. В этом регионе выделено [10, 13] три кимберлитовых поля: Верхнемолодинское (с трубками Молодо, Гранатовая, Хризолитовая и др.), Толуопское (с трубками Приленская, Ивушка, Закат, Ява и Ясная) и Хорбусунское. Район исследования характеризуется сложным геологическим строением, обусловленным широким развитием покровных пород трапповой формации и весьма интенсивной разрывной тектоникой. Перекрывающая толща представлена четвертичными, мезозойскими (триасовая система), палеозойскими (пермская и каменноугольная системы) отложениями, сложенными гравийным и песчано-глинистым материалом, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углистыми сланцами и туфами. Кимберлитовмещающие терригенно-карбонатные породы кембрия представлены оленекской (C_2ol), джахтарской (C_2dg), куонамской ($C_{1-2}kn$), еркекетской (C_2erk) и кессюсинской (C_2ks) свитами. Терригенные образования позднепалеозойского возраста (далдынская P_1C_3dl и булбарандинская свиты) вскрыты повсеместно. Они залегают с региональным перерывом и стратиграфическим несогласием на кембрийских отложениях. Толща интродуцирована пластовыми телами долеритов, большей частью перекрыта туфо-трапповыми осадками и разбита на блоки в результате тектонических движений. По ранее описанной системе [2] электрических, радиоволновых (РВ) лабораторных и полевых экспрессных измерений на мерзлых плоскопараллельных образцах и естественно-мерзлом керне горных пород и методике [3, 4, 10] проводились измерения удельного электрического сопротивления на постоянном токе (ρ_o), эффективных электрических параметров в диапазоне частот электромагнитного поля f скважинной радиогоразведки (СРГР) 0,150-40 МГц. В этом диапазоне частот измеряются значения удельного электрического сопротивления и относительной диэлектрической проницаемости ϵ/ϵ_o как интерпретационных электрических параметров, позволяющих вычислять в немагнитных геологических средах значения электрических полей и коэффициентов экранирования в соответствующем доверительном интервале, а также значения основных радиоволновых параметров (РВ-параметров): мнимой части волнового поля – коэффициентов поглощения энергии электромагнитных волн κ'' . Кроме того, измеряется ряд вспомогательных, но не-

обходимых петрофизических параметров: плотность σ (г/см³), эффективная пористость $n_{\text{эф}}$ (%), водонасыщенность (льдиность) W (%), магнитная восприимчивость χ и поляризуемость η (%). В результате измерений этого комплекса параметров были установлены связи между петрофизическими и электрическими параметрами, позволяющие определять значения неизвестного параметра по известному и таким образом оптимизировать эффективность радиоволновых и электромагнитных измерений в горных геологических массивах и в лабораторных измерениях на пластинчатых образцах и керне.

На изучаемом в качестве примера влияния карсталлического щита на свойства пород участке Ивушка измерялись петрофизические параметры мерзлых карбонатных пород, долеритов, туфодолеритов, песчаников, углесодержащих образований, а также солей и ангидритовых образований. Измерения выполнялись экспрессным методом на мерзлом керне при $t = -10^\circ\text{C}$. Многомерзлотные породы в районе имеют мощность до 500-700 м. Оттаивающий деятельный слой составляет от 0.3 до 2-5 м. В коренном массиве отрицательная температура достигает -10°C . Чтобы проследить изменение p в таких условиях, были проведены измерения при температурах от $+18$ до -16°C . В коренных прочных слабопористых породах, в которых свободная вода переходит в кристаллическую фазу (лёд), в интервале указанных температур наблюдается сильное увеличение p_0 (до 13 раз). Вместе с тем при температуре ниже -10°C p_0 увеличивается в этих породах слабо. В дисперсных глинистых карбонатных породах и туфах, в которых поровая вода находится в связанном состоянии и слабо реагирует на изменение температуры, их электрическое сопротивление в интервале температур от $+18$ до -16°C увеличивается плавно и на небольшую величину (в 3.6 раза). Нами [10] впервые обобщены данные измерений электрических и радиоволновых параметров различных криогенных пород до уровня глубин поискового бурения (до 200 м). По электрическим характеристикам прослеживается отчетливая дифференциация различных типов пород, выполняющих геофизическую среду, в частности карбонатных пород и кимберлитов Толуопского поля. Необходимо отметить, что в районе достаточно широко распространены вмещающие карбонатные породы, представленные черными массивными битуминозными известняками куонамской свиты, значения электрического сопротивления которых на частоте 0,625 МГц находятся в пределах 3000-8000 Ом·м. Эти породы имеют также низкие значения диэлектрической проницаемости ($12-17 \epsilon_0$) и коэффициента поглощения (0.007-0.015 Нп/м). Их плотность находится в пределах 2.62-2.68 г/см³, пористость – 2.8-4.2%, влагоёмкость – 1.2-1.6%. Отдельные изученные образцы этой массивной породы длиной 30-40 см обладают высокой прочностью и практически не поддаются раскалыванию геологическим молотком. Так, образец (обр. 2198/67) черного гидронизированного известняка имеет значения p_0 , ϵ/ϵ_0 и k'' для него на частотах 0.625 и 1.5 МГц, которые составили 17300 и 9.900 Ом·м, 5.2 и 4.3 ϵ_0 , 0.005 и 0.08 Нп/м соответственно. В указанный интервал попадают и значения удельного электрического сопротивления неизмененных и слабо измененных поликристаллических долеритов. При этом следует добавить, что в скв. 6-05 на глубинах 25-34 м электрическое сопротивление такого долерита достигло 12-15 тыс. Ом·м, а значения ϵ и k'' составили 15-20 ϵ_0 и 0.003-0.004 Нп/м. Удельное электрическое сопротивление часто встречающихся измененных долеритов понижаются до 1200-2200 Ом·м. Глинистые карбонатные породы еркекетской и оленекской свит на частоте 0.625 МГц характеризуются относительно низким удельным электрическим сопротивлением (600-1500 Ом·м), высокими значениями диэлектрической проницаемости (25-32 ϵ_0) и коэффициента поглощения (0.025-0.035 Нп/м). Электрическое сопротивление слабоглинистых известняков, часто доломитизированных и гидронизированных, на этой частоте повышается до 1800 Ом·м и больше. Для туфов и туфодолеритов типичны низкие значения удельного электрического сопротивления (70-600 Ом·м) и высокие – диэлектрической проницаемости (40-75 ϵ_0) и коэффициента поглощения (0.07-0.17 Нп/м). Низкими значениями удельного электрического сопротивления (60-150 Ом·м) и высокими – диэлектрического поглощения (0.1136-0.189 Нп/м) обладает перекрывающая толща терригенных пород (песчаники, углистые образования, алевролиты и аргиллиты).

Для кимберлитовых тел северо-востока Сибирской платформы (преимущественно мезозойского возраста) характерен [11, 16, 19] комплекс особенностей вещественного состава, отличающий их от кимберлитовых тел Центрально-Сибирской субпровинции. Кимберлитовые породы здесь представлены интрузивной и эксплозивной фазой, причём среди первых присутствуют мелилит и монтичеллит, а также пировскит, апатит и рудные минералы. Среди пород трубок взрыва здесь основную роль играют кимберлитовые брекчии, но встречаются и порфиоровые разности интрузивной фации. Много слюдистых кимберлитов. Характерно невысокое содержание минералов-спутников алмаза, причем пикроильменит преобладает над пиропом. Пиропы алмазной ассоциации редки. Кимберлиты характеризуются [8] повышенными концентрациями титана, железа, фосфора, алюминия и калия. Количество ксенолитов глубинных пород в трубках понижено, в их составе почти не встречаются нодулы алмазной фации глубинности. По ком-

плексу типоморфных особенностей алмазы из кимберлитовых тел резко отличаются [11] от кристаллов из разновозрастных россыпей этого обширного региона, в первую очередь, пониженным содержанием типичных округлых алмазов «уральского» («бразильского») типа 1 разновидности (по Ю.Л. Орлову, 1964) и полным отсутствием кристаллов П, У и УП разновидностей. В этих кимберлитовых телах резко преобладают обычные для кимберлитовых тел Центрально-Сибирской субпровинции ламинарные кристаллы ряда октаэдр-ромбододекаэдр октаэдрического, ромбододекаэдрического и переходного между ними габитусов 1 разновидности, причём в большинстве трубок содержание октаэдров даже выше, чем в богатых телах центрально-Сибирской субпровинции (Далдыно-Алакатский и Верхнемунский алмазоносные районы). Это в корне меняет сложившееся представление о существовании зональности Сибирской платформы по алмазам и о закономерном снижении доли октаэдров с юна на север региона. Вместе с тем, для каждого из кимберлитовых полей характерны свои типоморфные особенности алмазов, а в пределах Омонос-Укукитского поля наблюдается резкое отличие кристаллов двух пространственно разобщенных кустов трубок.

Наиболее детально изучена представительная (556 кристаллов) коллекция алмазов из кимберлитов трубки Дьянга, которая открыта на левом берегу р. Оленек, в 3 км на северо-запад от устья р. Беенчима, в поле развития карбонатных пород венда, представленных доломитовыми известняками. Форма трубки эллипсоидная, её длинная ось ориентирована в северо-западном направлении. В настоящее время это самая северная в Якутии кимберлитовая трубка, из которой извлечено количество алмазов, достаточное для объективного сопоставления их с алмазами из россыпей севера ЯАП, с другой стороны, и из кимберлитов центральных алмазоносных районов этой же провинции – с другой. Результаты подобного сопоставления представляют большой теоретический и практический интерес. Известно [11], что в северной части ЯАП широко распространены алмазы в россыпях, тогда как подавляющее большинство известных здесь кимберлитовых трубок и даек алмазов не содержат. Из кимберлитов некоторых трубок и даек извлечены единичные кристаллы алмаза, которые резко отличаются от алмазов из россыпей. В связи с этим обнаруженные на этой территории кимберлитовые тела с относительно повышенным содержанием алмазов интересны как возможные коренные источники россыпных алмазов. Кимберлитовые породы северной части ЯАП, выделенной нами [8-11] в самостоятельную Лено-Анабарскую область, по многим параметрам отличаются от аналогичных образований центральных районов (Вилуйская алмазоносная область). В связи с этим интересно сопоставить алмазы из кимберлитов этих двух областей с целью установления между ними признаков сходства и различия. Кимберлитовые породы, слагающую трубку Дьянга (приуроченную к периферийной зоне ЯАП), представляют собой брекчию темно-серого, почти черного цвета с небольшим количеством (около 10%) ксенолитов вмещающих пород (их количество и размер увеличиваются к контактам трубки), Ксенолиты, имеющие небольшой размер, представлены глинистыми сланцами, реже карбонатными породами. Структура кимберлита кристаллокластическая, участками порфириовидная. Текстура обычно массивная и брекчиевая. Главными составными компонентами породы являются обломки зерен оливина, кристаллы флогопита и основная масса карбонат-серпентинового состава. Индикаторные минералы состоят из граната-пироба, пикроильменита, изредка встречаются оболочки зерен клино- и ортопироксенов, циркон. По химическому составу кимберлиты трубки Дьянга принадлежат к магнезиальному типу с несколько повышенной железистостью и повышенным содержанием титана.

По комплексу типоморфных особенностей алмазов трубка Дьянга (вместе с жилой Ан-79) является резко индивидуальной среди известных кимберлитовых тел как северо-восточной, так и центральной частей ЯАП. Среди них резко преобладают (до 94%) бесцветные, часто эпигенетически окрашенные в дымчато-коричневые цвета (из-за пластинчатой деформации) алмазы 1 разновидности различной морфологии при подчиненном содержании окрашенных кристаллов с оболочкой 1У разновидности, а также равномерно окрашенные в желтый цвет своеобразных кристаллов подразновидности Па, представленных кривогранными ламинарными ромбододекаэдрами, реже индивидами переходной форма ряда октаэдр-ромбододекаэдр-куб. Эти алмазы отличаются от классических кристаллов П разновидности из россыпей северо-востока Сибирской платформы. Кроме того, в незначительном (0.3%) количестве встречены алмазы УШ разновидности. Типоморфные для россыпей северо-востока Сибирской платформы алмазы У и УП разновидностей в трубке Дьянга не установлены. Своеобразной является кристалломорфология алмазов 1 разновидности – доминируют (до 54%) додекаэдровиды с шагренью и полосами пластической деформации «жильного» типа, сильно измененные процессами травления в окислительных условиях (каверны и останцы), в основном окрашенные в дымчато-коричневые цвета. На долю ламинарных кристаллов ряда октаэдр-ромбододекаэдр приходится около ¼ от общего количества, причем основная масса алмазов пере-

ходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитуса образовалась вследствие травления, а не роста кристаллов. Значительное количество (около 1/7) всех кристаллов составляет бесформенные осколки без признаков кристаллографической огранки, сколы на них имеют «коррозионный» характер и покрыты кавернами. Характерной особенностью изученных алмазов является полное отсутствие двойников по шпинелевому закону и очень низкое (0.5%) содержание незакономерных сростков. По этому признаку алмазы трубки Дьянга не имеют аналогов среди известных коренных и россыпных месторождений ЯАП, за исключением в какой-то мере трубки поисковая в Верхнемунском кимберлитовом поле.

Удельное электрическое сопротивление выветрелых кимберлитов в юго-восточной части трубки Ивушка в верхних горизонтах мощностью до 30 м находится в пределах 120-200 Ом·м. На самом контакте с долеритами оно составляет 20-30 Ом·м. Этот горизонт измененных пород вероятно характеризует кору выветривания кимберлитов. Такие же низкие значения ρ имеют и кимберлиты верхних горизонтов трубок Закат, Ясная и Ява Толуопского поля. Необходимо подчеркнуть, что в северо-восточной части трубки в разрезе, вскрытом скв.10 на глубинах 140-160 м от дневной поверхности по РВМ были выявлены значения ρ , достигающие 1000-15000 Ом·м. Последние в целом характерны для кимберлитов северных районов ЯКП. Отметим, что рабочий интервал межскважинного радиопросвечивания как этого, так и других участков Приленского алмазодносного района сложен светлыми известняками еркекетской и оленекской свит со слабой глинистостью, поперечное электрическое сопротивление ρ_0 которых на частоте 0.625 МГц составило 1100-1800 Ом·м, а k'' - 0.024-0.046 Нп/м, а также битуминозными темными известняками куонамской свиты со значениями $\rho_{эф}$ и k'' , равными 5000-8000 Ом·м и 0.011-0.016 Нп/м, что в общем согласуется с данными радиопросвечивания. Например, среднее значение площадного коэффициента поглощения k'' рабочего интервала в известняках куонамской свиты участка Ивушка, по данным межскважинного радиопросвечивания, составляет 0.009-0.013 Нп/м, а ρ_0 - 4500-8000 Ом·м. Из приведенных результатов измерений на мерзлом керне следует, что в районе поисков на частоте 0.625 МГц контрастность по электрическим параметрам между породами рабочего диапазона (еркекетская и оленекская свиты) и кимберлитами в среднем составила 6-8, а между кимберлитами и породами куонамской свиты - примерно 8-10. Это позволило сделать вывод [10], что Толуопское кимберлитовое поле по значениям электрических и радиоволновых параметров имеет более благоприятные условия для работ по межскважинному просвечиванию, чем площади центральных алмазодносных районов Сибирской платформы (в частности, Мало-Ботуобинский и Далдыно-Алакитский районы).

Построенная обобщающая рабочая радиоволновая геомодель участка Ивушка является одним из основных результатов проведенных скважинных исследований в рассматриваемом районе, на физико-механические свойства которого существенно влияло развитие Анабарского кристаллического щита. Основанием для создания данной модели послужила прогнозная радиоволновая модель, полученная по данным лабораторных измерений электрических свойств горных пород, результатом одно- и межскважинного просвечивания, а также материалы полевых исследований специалистов Амакинской геологоразведочной экспедиции, ЦНИГРИ и ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». Особенность строения участка Ивушка (и, видимо, всего Толуопского кимберлитового поля) заключается в наличии горизонтальной геологической слоистости среды, сложенной чередующимися слоями низкого (600-800 Ом·м) и высокого (2400-8000 Ом·м) электрического сопротивления. Наблюдается изменчивость отдельных слоев по мощности и уровню ρ . Кроме того, часто геоэлектрический слой не совпадает со стратиграфическим горизонтом. Так, слой гудронизированных известняков куонамской свиты состоит, по данным односкважинных и лабораторных исследований, из трех пачек различного удельного электрического сопротивления. Наряду с этим наблюдаются площадные вариации электрического сопротивления в пределах одного стратиграфического горизонта. Значительное развитие на участке Ивушка получили разрывные нарушения, которые отмечаются как в карбонатной кровле, так и в перекрывающей толще траппов и в верхнепалеозойских отложениях. По геологическим данным отмечаются подвижки блоков горных пород по этим разрывным нарушениям. Размеры этих блоков изменяются от первых десятков до первых сотен метров. Анализ результатов одно-, межскважинных и лабораторных измерений с привлечением материала геологической интерпретации по участку Ивушка позволяет утверждать о преимущественном распространении двух георазрезов, которые в общем случае могут быть объединены в одну радиоволновую геомодель. В строении обоих изученных георазрезов присутствуют породы куонамской свиты. При этом в одних ситуациях они контактируют в кровле с траппами, а в других - перекрываются терригенными отложениями пермского возраста. Важно

при этом отметить, что для всех изученных разрезов по результатам односкважинного профилирования в кровле карбонатных пород куонамской свиты – на контакте с траппами отчетливо выделяется слой мощностью до 12 м и более, характеризующийся сильным поглощением, т.е. это измененные породы, имеющие весьма низкие значения электрического сопротивления. Эти породы при радиоволновом просвечивании являются экранирующим слоем, препятствующим выходу электромагнитной волны из рабочего интервала радиопросвечивания волновода в трапповые массивы высокого сопротивления. Ниже измененного слоя карбонатных пород наблюдается возрастание амплитуды напряженности электромагнитного поля и удельного электрического сопротивления. Эта пачка карбонатных пород куонамской свиты (мощностью до 15-30 м), обладающая высоким электрическим сопротивлением (4500 Ом·м), была отнесена к рабочему интервалу радиоволнового просвечивания. В нижней части вмещающие известняки куонамской свиты вновь становятся более проводящими. Из сказанного следует, что на изученных полигонах участка Ивушка имеет место следующая ярко выраженная радиоволновая геомодель: слой-волновод, выполненный породами высокого ρ и перекрытый «экраном» измененных образований. Не исключается наличие на других участках измененного варианта этой модели, осложненной вертикально залегающими объектами, вызванными, в первую очередь, разрывной тектоникой. Такая модель будет наименее благоприятной для проведения радиоволнового просвечивания. В этих условиях разрывные нарушения при радиопросвечивании искажают измеряемое напряжение поля (E) и вызывает экранирующие аномалии радиоволн с экраном (коэффициент экранирования $\mathcal{E} > 10$), сопоставимые с аномалиями кимберлитовых трубок. Так, кимберлитовая трубка Амакинская (Алакит-Мархинское поле) выделена специалистами ЦНИГРИ по коэффициентам экранирования \mathcal{E} 13 и 30.

Кимберлитовые трубки, как известно [8, 10-14, 19], являются объектами аппроксимируемыми вертикальным эллиптическим цилиндром. Верхняя часть кимберлитовмещающих карбонатных пород рассматриваемого поискового участка представлена различными по составу и степени изменения известняков оленекской и еркекетской свит. По данным лабораторных измерений на мерзлом керне и односкважинного радиозондирования [10] породы оленекской свиты менее благоприятны для поисков погребенных кимберлитовых тел методами скважинной радиоразведки, чем породы куонамской и еркекетской свит. По результатам радиопросвечивания на частоте 0.625 МГц в межскважинном пространстве был определен среднеплощадной коэффициент поглощения энергии радиоволн k'' в породах куонамской свиты, составивший 0.012 Нп/м, а удельное электрическое сопротивление определено на уровне 8000 Ом·м. По данным радиопросвечивания были выявлены и уточнены контуры кимберлитовой трубки, проведенные по данным разведочного бурения. Было также установлено, что поисковая сеть скважин размером 500×500 м с применением радиоволнового метода может успешно использоваться при поисках кимберлитовых трубок на участках распространения пород куонамской свиты, не осложненных блоковой тектоникой. Установленная высокая контрастность по удельному электрическому сопротивлению между кимберлитами и вмещающими их породами даёт возможность на площадях Северного Приленья проводить поисковые работы с использованием радиоволнового межскважинного просвечивания на расстояниях между скважинами до 500 м и более.

Таким образом, выполненные радиоволновые исследования и измерения петрофизических характеристик криогенных кимберлитов и вмещающих их карбонатных пород в зонах влияния Анабарского кристаллического щита позволяют сделать следующие выводы:

- а). Изученные группы вмещающих пород и кимберлитов отчетливо дифференцируются по электрическим и радиоволновым параметрам.
- б). Установлена зависимость электрических параметров карбонатных пород от минерального состава и главным образом от глинистой составляющей. В терригенно-карбонатных породах кембрия при содержании в них глинистой фракции карбонат-гидрослюдистого (монртмориллонитового) состава до 20-30% значения ρ находится в пределах 800-1800 Ом·м.
- в). По данным измерения на керне и межскважинного радиопросвечивания, электрическое сопротивление перпендикулярно напластованию битуминозных известняков куонамской свиты, слагающих рабочий интервал на участке Ивушка, на частоте 0.625 МГц составляет 2400-8000 Ом·м, кимберлитов трубки Ивушка – 250-300 Ом·м, а в глубоких горизонтах по РВП достигает 800-1000 Ом·м.
- г). Контрастность по электрическому сопротивлению кимберлита трубки Ивушка и вмещающих их пород куонамской свиты в среднем составляет 8-10.

- д). Установленная радиоволновая модель изученных полигонов участка Ивушка типа слой-волновод осложняется разрывной тектоникой.
- е). Достигнутая эффективная дальность в породах куонамской свиты указывает на эффективное применение аппаратуры РВМ-6 в поисковой сети при расстояниях между скважинами 250×250 м и РПД-1С в сети 500×500 м.
- ж). Работами, проведенными на полигоне трубки Ивушка, показана возможность выявления методом скважинной радиогоразведки кимберлитовых тел на площадях, перекрытых пластовыми трапповыми образованиями, характерными для Приленского района ЯАП. Необходимо при этом подчеркнуть, что данное утверждение относится только к участкам, где рабочий интервал РВМ представлен известными куонамской свиты.
- з). Изучение разрывных нарушений показало, что они тоже выделяются аномальными коэффициентами экранирования (~10), что является важным при интерпретации результатов радиоволновых измерений. Не рассматривая сложные связи между электрическими свойствами и составом кимберлитовых магм, содержащих мантийные включения, отметим лишь, что в основном алмазоносные кимберлиты южных и центральных районов (Вилуйская субпровинция) характеризуются более низкими значениями электрического сопротивления и более контрастной дифференциацией с вмещающими породами, чем неалмазоносные кимберлиты, в том числе в зоне влияния древних кристаллических щитов. Следует при этом особо подчеркнуть, что алмазоносные кимберлиты северо-восточной части ЯКП (Анабаро-Оленекская субпровинция) и Верхнемунского поля (трубки Заполярная, Новинка, Комсомольская-Магнитная и др.) отличаются высокими значениями электрического сопротивления и в результате имеют низкую контрастность с вмещающими породами, что необходимо принимать во внимание при поисках и разведке месторождений алмазов геолого-геофизическими методами.

Результаты комплексных исследований алмазов из кимберлитовых тел северо-востока Сибирской платформы, сформированных в условиях становления Анабарского кристаллического щита, свидетельствуют о гетерогенности строения верхней мантии. Отдельные блоки верхней мантии сложены эклогитами (в том числе и высокоалмазоносными) и при формировании магматических очагов в алмазоносном эклогитовом субстрате алмазоносными могут оказаться породы, по составу отличающиеся от типичных кимберлитов и лампроитов. В этому типу кимберлитовых тел можно отнести и трубку Дьянга (Куойское поле) с эклогитовой ассоциацией твердых включений. Аналогичные по составу индикаторных минералов-спутников (оранжевые гранаты пироп-альмандинового состава и омфацитовые клинопироксены) составляют не менее 20% тяжелой фракции (по массе). Второй блок с эклогитовым составом субстрата верхней мантии может находиться в пределах Куранахского кимберлитового поля, так как в трубке Малокуонамская не встречены твердые включения ультраосновной ассоциации, а единственное сингенетическое твердое включение инструментально диагностировано как диопсид (эклогитовая ассоциация). Для остальных кимберлитовых тел центральной части Лено-Анабарской субпровинции (Омонос-Укукитское, Чомурдахское и Верхнемоторчунское поля) типоморфной особенностью является резкое преобладание кристаллов октаэдрического габитуса I разновидности, не затронутых процессами растворения, с ультраосновной ассоциацией твердых включений. Содержание этой группы алмазов заметно выше, чем в кимберлитовых телах Центрально-Сибирской субпровинции, расположенных южнее (Далдынское, Алаakit-Мархинское и Верхнемунское поля), и не находит объяснения с позиций уменьшения с юга на север содержания в кимберлитах глубинных включений ультраосновных ассоциаций (гарцбургит-дуниты и лерцолиты) при одновременном увеличении в этом направлении шпинель-гранат-лерцолитовых и клинопироксен-гранатовых парагенезисов. Поэтому глубина заложения магматических очагов в Омонос-Укукитском, Чомурдахском и Верхнемоторчунском полях может быть не меньше, чем в продуктивных кимберлитовых телах Центрально-Сибирской субпровинции, что свидетельствует о высокой вероятности обнаружения в пределах центральной части Лено-Анабарской субпровинции кимберлитовых тел с более высоким уровнем алмазоносности, чем это установлено на настоящий момент. Об этом свидетельствуют окислительно-восстановительные условия сохранности алмазов. Благоприятные условия сохранности алмазов характерны и для кимберлитовых тел Куранахского поля, о чем свидетельствует открытие в этом регионе трубки Малокуонамская с полупромышленной алмазоносностью и преобладанием ламинарных кристаллов ряда октаэдр-ромбододекаэдр, октаэдрического, ромбододекаэдрического и переходного между ними габиту-

сов при низком содержании типичных округлых алмазов. Вместе с тем трубка Дьянга (Куойское поле) с эклогитовым парагенезисом алмазов характеризуется аномально высоким содержанием додекаэдров с шагренью и полосами пластической деформации (форма растворения в глубинных условиях), в значительной степени измененных процессами травления (кавернообразования) в процессе автотематоморфизма на последних этапах формирования кимберлитовых тел в пневматолитово-гидротермальную стадию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамов В.А. Глубинная структура Центрально-Алданского района по геофизическим данным // Глубинное строение и полезные ископаемые Востока СССР. Владивосток: Наука, 1985. С. 20-32.
2. Бондаренко А.Т. Электропроводность горных пород Кольского п-ова при высоких температурах // Тр. ИФЗ АН СССР, 1966. № 37 (204). С. 192-199.
3. Бондаренко А.Т. Электрические свойства щелочных коренных пород Хибинского и Ловозерского массива // Физика Земли. 1972. № 4. С. 103-109.
4. Бондаренко А.Т. Влияние процессов дегитратации на электропроводность метаморфического комплекса пород и минералов при высоких давлениях и температурах в связи с аномальными объектами в земной коре // Докл. АН. 1973. Т. 208. № 5. С. 1067-1070.
5. Бондаренко А.Т. Физические свойства и метасоматическая зональность горных пород близповерхностного рудного месторождения Нижнего Приамурья // Геология и геофизика. 1985. № 1. С. 109-114.
6. Бондаренко А.Т., Зинчук Н.Н. Петрофизика метаморфического комплекса коренных вмещающих алмазоносных горных пород Кокчетавского массива Казахстана // Проблемы поисковой геологии и некоторые пути их решения. Воронеж: ВГУ, 2001. С. 215-237.
7. Бондаренко А.Т., Ковалев Ю.Д., Зинчук Н.Н. и др. Петрофизическая характеристика околотрубчатого пространства кимберлитовой трубки Восток Сибирской платформы // Руды и металлы. 1997. № 1. С. 81-89.
8. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г. Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии. Новосибирск: Наука, 1997. 574 с.
9. Зинчук Н.Н., Бондаренко А.Т. Физические свойства кимберлитов и вмещающих пород Золотицкого поля Архангельской алмазной провинции // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Воронеж: ВГУ, 2001. С. 237-262.
10. Зинчук Н.Н., Бондаренко А.Т., Гарат М.Н. Петрофизика кимберлитов и вмещающих пород. М.: Недра, 2002. 695 с.
11. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М.: Недра, 2003. 603 с.
12. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Борис Е.И. Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений. М.: Недра, 1983. 196 с.
13. Милашев В.А. Трубки взрыва. Л.: Недра, 1984. 268 с.
14. Милашев В.А. Кимберлиты и глубинная геология. Л.: Недра, 1990. 167 с.
15. Мишенин С.Г., Зинчук Н.Н., Бондаренко А.Т. Петрофизические параметры кимберлитов, траппов и осадочных горных пород Далдыно-Алакитского района Якутии // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Воронеж: ВГУ, 2001. С. 297-323.
16. Мокшанцев К.Б., Бабаян Г.Д., Штех Г.И. и др. Структурно-тектонические условия и геофизические критерии локализации кимберлитового магматизма Восточной части Сибирской платформы // Применение геофизических методов при поисках кимберлитовых тел в Якутской провинции. Якутск: ЯФ АН СССР, 1976. С. 16-39.
17. Романов Н.Н., Герасимчук А.В., Эринчек Ю.М. Особенности строения кристаллического фундамента в районах проявления кимберлитового магматизма // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 250. 1991. С. 32-41.
18. Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Ефимова Э.С. Ксенолиты алмазоносных перидотитов в кимберлитах и проблема происхождения алмазов // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 63-80.
19. Трухин В.И., Желяева В.А., Зинчук Н.Н. и др. Магматизм кимберлитов и траппов. М.: МГУ, 1989. 165 с.

ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ГАББРОИДОВ ПОЗДНЕАРХЕЙСКОГО МАССИВА САХАРЬОК (КОЛЬСКИЙ П-ОВ)

Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б.

Геологический институт КНИЦ РАН, Апатиты, zozulya@geoksc.apatity.ru

AGE AND TECTONIC SETTING OF ALKALI GABBRO FROM THE LATE ARCHEAN SAKHARJOK MASSIF (KOLA PENINSULA)

Zozulya D.R., Bayanova T.B.

Geological Institute KSC RAS, Apatity

Щелочной массив Сахарьок находится в западной части Кейвского террейна (северо-восточная часть Балтийского щита; Кольский п-ов). Террейн сложен главным образом позднеархейскими (2.8-2.9 млрд. лет) метавулканидами и метаосадками, а также крупными интрузиями позднеархейских (2.65-2.67 млрд. лет) щелочных гранитов А-типа и габбро-анортозитов кейвского комплекса [2, 3, 6, 13]. Массив Сахарьок расположен в южной части Западнокейвского массива щелочных гранитов, является интрузией трещинного типа и сложен нефелиновыми и щелочными сиенитами [1, 4]. На современном эрозионном срезе массив представляет собой дайкообразное тело протяженностью 7-8 км с максимальной шириной 1.5-2 км в его северной части. В западной и юго-западной части массива залегают щелочные лепидомелан-феррогастингситовые сиениты, в восточной – трахитоидные нефелиновые лепидомелан-эгрин-авгитовые сиениты. В пределах нефелиновых сиенитов на поверхности размещены выходы (до 80×200 м) щелочных габброидов (эссекситов), масштабы распространения которых с глубиной по данным бурения значительно увеличиваются. К нефелиновым сиенитам приурочено Zr-Y-REE месторождение, состоящее из нескольких линзовидных тел цирконовых и бритолитовых руд [4].

Для циркона из нефелиновых сиенитов массива Сахарьок ранее был получен U-Pb-возраст 2613 ± 35 млн. лет и из щелочных сиенитов – 2682 ± 10 млн. лет [2, 4], которые указывают на уникально древний – позднеархейский возраст щелочного магматизма Кейвского террейна. Так же для циркона, бритолита и алланита существуют U-Pb и для самих пород – Rb-Sr и K-Ar радиометрические датировки в интервале 1760-1810 млн. лет [1, 13], фиксирующие, по-видимому, наложенные события свекофенского регионального метаморфизма. Более того, изучение морфологии, внутреннего строения и химического состава самого циркона из нефелиновых сиенитов массива Сахарьок [5] показало его длительную полистадийную кристаллизацию на магматическом, постмагматическом (гидротермальном) и метаморфическом этапах.

По геохимическим данным нефелиновые сиениты массива Сахарьок имеют обогащенный мантийный источник, сходный с таковым для OIB-магм [4], что обусловило в них изначально повышенное содержание высокочarged элементов (Zr, Y, Nb, REE). Эти характеристики являются уникальными для докембрийских щелочных пород, подавляющее большинство которых формировалось в субдукционных обстановках и имеют деплетированный мантийный источник [8]. Для генезиса нефелиновых сиенитов предполагается схема длительной фракционной кристаллизации из первоначальной щелочнобазальтовой магмы [4], что привело к еще более высокому накоплению несовместимых (в том числе рудных) элементов.

Таблица 1. Изотопные U-Pb данные для циркона из щелочного габбро, массив Сахарьок.

| Обр. № | Навеска, мг | Содержание, ppm | | Изотопный состав свинца ¹⁾ | | | | | | Rho |
|--------|-------------|-----------------|-------|---|---|---|--|--|---|------|
| | | Pb | U | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | Изотопные отношения и возраст, млн. лет ²⁾⁻³⁾ | | |
| | | | | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | |
| 1 | 0.30 | 231.5 | 153.9 | 145.1 | 2.2125 | 1.0784 | 12.6937 | 0.506597 | 2669 | 0.79 |
| 2 | 0.30 | 54.4 | 52.9 | 81.3 | 3.0165 | 1.5694 | 12.5195 | 0.501250 | 2663 | 0.95 |
| 3 | 0.80 | 108.2 | 96.0 | 60.8 | 2.6123 | 1.3314 | 11.8131 | 0.471094 | 2670 | 0.77 |
| 4 | 0.80 | 47.9 | 54.1 | 86.7 | 3.0989 | 1.5559 | 10.9681 | 0.437167 | 2671 | 0.88 |
| 5 | 0.30 | 220.8 | 260.9 | 82.5 | 3.0356 | 1.5979 | 10.4097 | 0.416297 | 2665 | 0.20 |

¹⁾ Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.08 нг для Pb и 0.04 нг для U и масс-дискриминацию 0.12 ± 0.04 %. ²⁾ Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели [11]. ³⁾ Введена поправка на изотопный состав свинца щелочного габбро: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=14.77$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.01$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=33.82$.

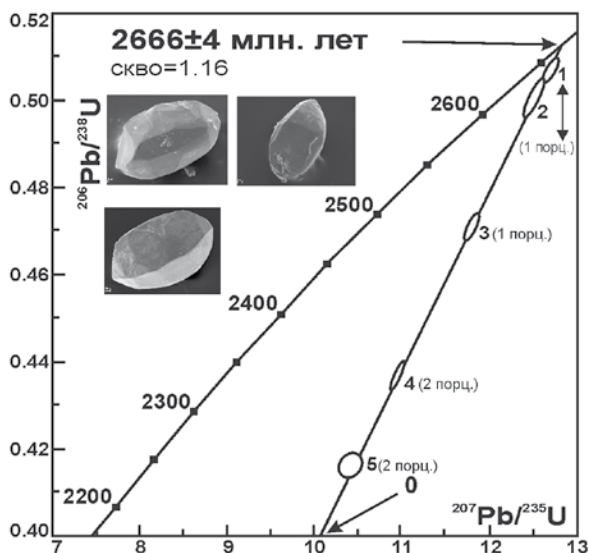


Рис. 1. U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из щелочных габброидов массива Сахарйок.

По химическому составу щелочные габброиды массива Сахарйок характеризуются следующим распределением петрогенных компонентов (мас. %): SiO_2 (47.3-48.7); TiO_2 (0.25-0.30); Al_2O_3 (14.4-15.3); Fe_2O_3 (7.0-8.1); MgO (8.4-8.8); CaO (10.6-13.3); Na_2O (3.0-6.0); K_2O (1.3-2.6); F (0.3-0.7) и редких элементов (г/т): Sr (280-560); Rb (140-350), La (8.1-13.7); Ce (13.4-19.7), Yb (1.0-3.6); Y (4-30); Nb (9-12); Ta (0.15-0.82); Zr (36-70); Hf (1.0-1.6). Широкие вариации щелочных элементов обусловлены воздействием нефелиновых сиенитов. По соотношению SiO_2 и $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ породы попадают в поле щелочных и субщелочных габброидов. Нормативный состав пород характеризуется присутствием миналов *ne* (7-15 об. %) и *fo* (7-8 об. %). Породы обладают высокими Zr/Hf и Nb/Ta (более 40) отношениями, что является характерным признаком щелочных пород.

Для циркона из щелочных габброидов массива Сахарйок получен U-Pb-возраст 2666 ± 4 млн. лет (табл. 1, рис. 1), который в целом согласуется с имеющимися геохронологическими и геологическими данными для других пород массива и подтверждает позднеархейский возраст щелочного магматизма в пределах Кейвского террейна.

В связи с древним возрастом и многочисленными наложенными процессами реконструировать геодинамическую обстановку формирования щелочных габброидов массива Сахарйок только по геологиче-

Щелочные габброиды массива Сахарйок представляют собой массивные среднезернистые породы, сложенные главным образом пироксеном (30-40 об. %), плагиоклазом (30-45 об. %) и слюдой (10-20 об. %). Второстепенными породообразующими минералами являются нефелин (5-10 об. %) и амфибол (3-5 об. %, до 20 об. % в приконтактных разновидностях). Пироксен – существенно диопсид со значительной примесью геденбергита и жадеита ($\text{Di}_{62-63}\text{Hed}_{17-20}\text{Jad}_{14-17}\text{Acm}_{2-3}$), амфибол имеет паргасит-феррогастингситовый состав, слюда относится к флогопиту и высокомагнезиальному биотиту, плагиоклаз – олигоклаз-андезинового состава. Нефелин в приконтактных разновидностях интенсивно канкритизирован под воздействием нефелиновых сиенитов. Акцессорные минералы представлены апатитом, флюоритом, магнетитом, цирконом.

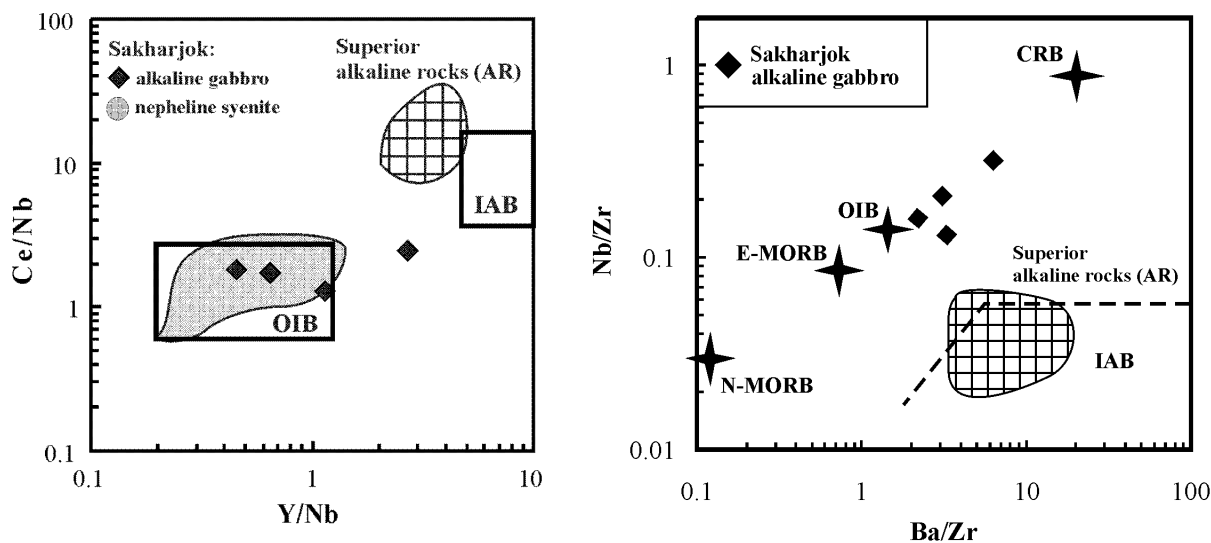


Рис. 2. Щелочные габброиды и нефелиновые сиениты массива Сахарйок на тектонических дискриминационных диаграммах [9, 10]. Для сравнения показаны архейские щелочные породы провинции Сьюпириор, Канадский щит [7, 12].

ским данным оказывается невозможным. Поэтому для этой цели были использованы геохимические методы. Известно, что базальты океанических островов (OIB) отличаются от островодужных базальтов (IAB) и базальтов океанических хребтов (MORB) повышенным содержанием Nb, с другой стороны IAB характеризуются высоким содержанием Ba. Поэтому использование отношений некоторых «канонических» элементов (Y/Nb, Ce/Nb, Nb/Zr, Ba/Zr и др.) может быть результативным для определения геодинамической обстановки формирования базальтоидов. На тектонических дискриминационных диаграммах (рис. 2) щелочные габброиды массива Сахарйок попадают в поле базальтов океанических островов. Следует отметить, что хорошо известные позднеархейские щелочные породы Канадского щита тяготеют к полю островодужных базальтов. На «плюмовую» природу щелочных габброидов массива Сахарйок так же указывают изотопные данные Nd и Sr [2, 3], по которым последние имеют обогащенный мантийный источник EM2 типа.

Таким образом, проведенными исследованиями подтверждается позднеархейский возраст щелочного массива Сахарйок, а его геохимические характеристики указывают на геодинамическую обстановку формирования в виде горячей точки или рифтогенеза, что является уникальным для древнейших щелочных пород Мира.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батиева И.Д., Бельков И.В. Сахарйокский щелочной массив, слагающие его породы и минералы. Апатиты: КФАН СССР, 1984. 133 с.
2. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
3. Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б., Серов П.А. Возраст и изотопно-геохимические характеристики архейских карбонатитов и щелочных пород Балтийского щита // Докл. АН. 2007. Т. 415. № 3. С. 383-388.
4. Зозуля Д.Р., Лялина Л.М., Иби Н. и др. Геохимия руд, минералогия циркона и генезис иттрий-циркониевого месторождения Сахарйок (Кольский п-ов, Россия) // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 2. С. 99-118.
5. Лялина Л.М., Зозуля Д.Р., Савченко Е.Э. Полистадийность кристаллизации циркона в редкоземельно-циркониевом месторождении Сахарйок, Кольский п-ов // Докл. АН. 2010. Т. 430. № 3. С. 371-376.
6. Митрофанов Ф.П., Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б. и др. Древнейший в мире анорогенный щелочногранитный магматизм в Кейвской структуре Балтийского щита // Докл. РАН. 2000. Т. 374. № 2. С. 238-241.
7. Ben Othman D., Arndt N., White W.M. *et al.* Geochemistry and age of Timiscaming alkali volcanics and the Otto syenite stock, Abitibi, Ontario // Can. J. Earth Sci. 1990. V. 27. P. 1304-1311.
8. Blichert-Toft J., Arndt N.T., Ludden J.N. Precambrian alkaline magmatism // Lithos. 1996. V. 37. P. 97-111.
9. Eby G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // Lithos. 1990. V. 26. P. 115-134.
10. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // in Saunders A.D. and Norry M.J. (eds.), Magmatism in the ocean basins, Geological Society Special Publication. 1989. V. 42. P. 313-345.
11. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. P. 207-221.
12. Sutcliffe R.H., Smith A.R., Doherty W. *et al.* Mantle derivation of Archean amphibole-bearing granitoid and associated mafic rocks: evidence from the southern Superior Province, Canada // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 105. P. 255-274.
13. Zozulya D.R., Bayanova T.B., Eby G.N. Geology and age of the Late Archean Keivy alkaline province, northeastern Baltic Shield // The Journal of Geology. 2005. V. 113. № 5. P. 601-608.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ФОРМИРОВАНИЯ УРАНОВЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ЛИЦЕВСКОГО РАЙОНА (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)

Ильченко В.Л., Каулина Т.В.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, vadim@geoksc.apatity.ru

GEOLOGY-STRUCTURAL PRECONDITIONS FOR URANIUM OCCURENCES OF THE LITSA DISTRICT (THE BALTIC SHIELD)

Il'chenko V.L., Kaulina T.V.

Geological Institute KSC RAS, Apatity

Лицевский район является одним из наиболее интересных на Кольском полуострове в отношении металлогении урана. В результате исследований [1, 13] обнаружено около 30 урановых рудопроявлений (рис. 1). Район привлекателен (как полигон) для проведения научных исследований процессов уранового рудообразования. Актуальность таких исследований обусловлена постоянным мировым ростом дефицита энергоресурсов.

Уран в малых концентрациях (рассеянное распределение) встречается в породах земной коры повсеместно, но богатые месторождения урановых руд довольно редки. Обычно процесс накопления руды включает ряд последовательных стадий обогащения рудным компонентом на каждом этапе тектоно-

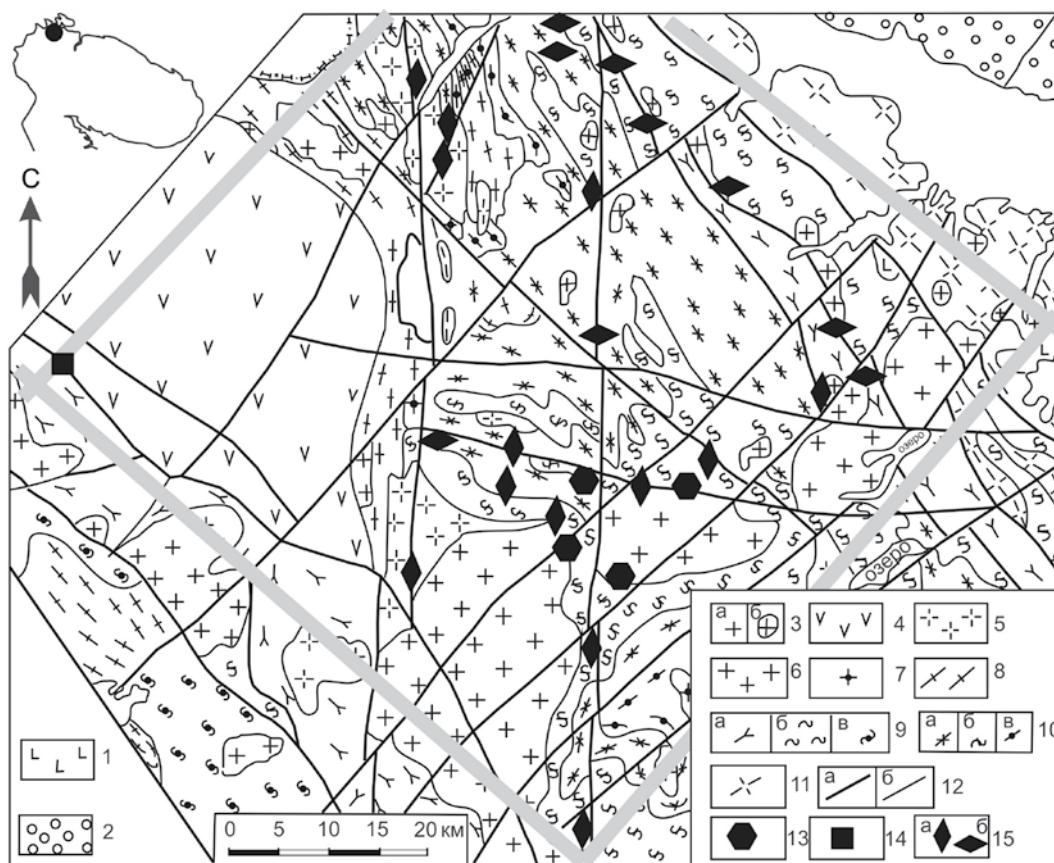


Рис. 1. Фрагмент схематической геологической карты Печенга-Лицевского района из [13] с добавленным периметром металлогенической области, обозначенным широкой серой линией; стороны квадрата ориентированы на СЗ (50°) и СВ (320°).

1, 2 – верхний протерозой (рифей); 1 – габбро-долериты и долериты Мурманского комплекса, 2 – песчаники, алевролиты, аргиллиты кильдинской серии; 3-5 – нижний протерозой; 3 – граниты-гранодиориты лицко-арагубского комплекса, 4 – вулканогенно-осадочные породы печенгской серии, 5 – граниты каскельяврского комплекса; 6-10 – верхний архей; 6 – граниты вороньинского комплекса, 7 – граниты туломского комплекса, 8 – диориты-плагииграниты пороярвинского комплекса, 9 – гнейсы и кристаллосланцы тундровской серии (а – амфиболовые, б – биотитовые, в – нерасчлененные), 10 – гнейсы и кристаллосланцы кольской серии (а – высокоглиноземистые, б – гранат-биотитовые, амфибол-биотитовые, в – амфиболовые и пироксеновые); 11 – нижний архей: тоналиты и плагииграниты; 12 – разломы (а – основные, б – второстепенные); 13-15 – основные проявления уранового оруденения.

магматической активизации. Урановые руды неразрывно связаны с гидротермальными процессами и формируются в зонах разгрузки минерализованных флюидов. Для гидротермальных процессов типичны полистадийность и цикличность, обусловленные периодическим характером активизации тектоно-магматических процессов.

Процессы тектоно-магматической активизации имеют важнейшее значение для рудообразования. Тектонические процессы приводят к обновлению ранее существовавшие структур и заложению новых, что обуславливает мозаичное строение коры и повышенную проницаемость для магматических расплавов и более поздних гидротермальных растворов. Тектоно-структурные элементы (разломы, зоны сдвиговых деформаций, системы трещиноватости и пр.), то есть, транзитные зоны, определяют пути миграции урана и пространственное размещение урановой минерализации.

Большинство урановых рудопоявлений Лицевского района (рис. 1) расположено в пределах Центрально-Кольского блока, сложенного неоднократно метаморфизованными гнейсами и сланцами Кольской серии архея. Геодинамическая эволюция Лицевского района, как части Центрально-Кольского блока началась в позднем архее и включала несколько тектоно-магматических циклов, в ходе которых повышалось содержание урана [1, 15]. Высокое (до рудопоявлений) содержание урана обнаружено в пегматоидных гранитах и кварц-полевошпатовых метасоматитах [15]. Наиболее богатыми и вероятно перспективными являются палеозойские уранинитовые жилы, связанные с комплексом Лицко-Арагубских гранитов [1].

Изучение полистадийности процесса формирования участков концентрации урана предполагает геохронологическую реконструкцию с выделением стадий активизации. К настоящему времени изучение радиоактивной и акцессорной минерализации в породах Лицевского района показывает, что перераспределение и накопление урана в районе связывают с тремя этапами. Первый этап – 2.1-2.2 млрд. лет – урановые рудопоявления концентрируются в пегматоидных гранитных жилах [15]. Второй этап – 1.77-1.65 млрд. лет – эпоха магматической активности с образованием Лицко-Арагубских гранитоидов [3] и широко проявленной на Кольском п-ове флюидной переработкой пород, как показывают Rb-Sr, K-Ar и Ar-Ar данные [4, 10, 12, 14]. Такой же возраст получен для уранинита из мигматитов [1, 15]. Третий (палеозойский) этап урановой минерализации вызван активизацией гидротермально-метасоматических процессов в 420-455 млн. лет – U-Pb возраст уранинита из альбититов [1, 15].

По Р.В. Голевой [5], главной причиной кажущегося разнообразия типов урановых руд является уровень современного эрозионного среза вертикальной гидротермальной колонны, где тип руды зависит от глубины его формирования. В Лицевском районе выделено не менее 4-х типов оруденения [13] (рис. 1), что, при едином эрозионном срезе, можно объяснить вертикальными («клавишными») движениями структурных элементов (блоков) в составе Печенга-Лицкой металлогенической области [9] (ПЛМО).

Ураноносность района выявлена гамма-аэросъёмкой. Повышенный фон гамма-излучения поверхности района обусловлен миграцией радиоактивных элементов из глубины к поверхности восходящими флюидными потоками (в т.ч. во время формирования Печенгского и Лицко-Арагубского комплексов). За пределами района радиоактивный фон резко понижен. Участки повышенных содержаний урана образуют катеты равнобедренного ($L \approx 70$ км) прямоугольного треугольника (рис. 1) с гипотенузой субмеридионального простирания, которая делит квадратный периметр Печенга-Лицкой металлогенической области пополам. Породный комплекс этой области изолирован на северо-западе Инари-Киркенесской зоной, на юго-западе – Печенгской структурой, на юго-востоке – Лицко-Арагубским комплексом и зоной Колмозеро-Воронья – на северо-востоке; в то же время породы ПЛМО ограничены системой глубинных разломов СЗ и СВ простирания. В комплексе ПЛМО преобладают метапелиты (гнейсы и сланцы) Кольской серии. Породы в рудопоявлениях (пегматоидные граниты, кварц-полевошпатовые метасоматиты), помимо прочего, отличаются от вмещающих пород по прочности и хорошо проявлены в геоморфологии (линеаменты) [6, 7].

Пространственное распределение линеаментов поверхности Печенга-Лицкой металлогенической области (в т.ч. форма, размер, частота и др.) имеет признаки фрактальности, типичные для динамических систем самоорганизованной критичности (СК) [2]. Принадлежность объекта к системам СК даёт возможность использовать метод построения структурно-тектонической модели ПЛМО как колебательной системы с реконструкцией структуры волнового поля блока земной коры, который имеет форму призмы с площадью основания $S \approx 70 \cdot 70 = 4900$ км², высотой $H \approx 42.67$ км (мощность земной коры Печенгского блока) и объёмом $V_{\text{зкПЛМО}} \approx 209083$ км³. Структура волнового поля или система компактных концентраторов избы-

точных напряжений (своего рода «программа» структурной самоорганизации системы СК) формируется автоколебательной системой блока земной коры и предопределяет развитие «архитектуры» трещинного пространства в его границах. Принцип построения модели прост, ясен и опробован на модели тектонического расслоения земной коры Печенгского блока как колебательной системы [8]. Такой метод исследования, в итоге, совместно с геохимическими данными предполагает наиболее полное и всестороннее описание процессов гидротермального рудообразования в границах системы. Построение модели потребует известных усилий, которые не покажутся напрасными в финале: результаты такого моделирования принесут много новой, интересной и (иногда) неожиданной информации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьева Е.Н., Михайлов В.А., Былинская Л.В. и др. Ураноносность Кольского п-ова. Информационный сборник «Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов». М.: ВИМС, 2009. Вып. 153. С. 18-26.
2. Бак П. Как работает природа: Теория самоорганизованной критичности. Пер. с англ. / Вступ. ст. Г.Г. Малинецкого. М.: УРСС: Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2013. 276 с.; цв. вкл. (Синергетика: от прошлого к будущему. № 66).
3. Ветрин В.Р., Баянова Т.Б., Каменский И.Л. и др. U-Pb-возраст и изотопная геохимия гелия в породах и минералах Лицко-Арагубского диорит-гранитного комплекса (Кольский п-ов) // Докл. АН. 2002. Т. 387. № 1. С. 85-89.
4. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л.: Наука, 1972. 193 с.
5. Голева Р.В. Ураноносные и парагенные с ними гидротермалиты областей континентальной тектономагматической активизации и их прогнозно-поисковое значение. Автореф. дисс. д.г.-м.н. Москва. 2000. 76 с.
6. Ильченко В.Л., Афанасьева Е.Н. О вариациях анизотропии упругих свойств горных пород в районе U-рудопоявления Скальное, Центрально-Кольский мегаблок, Балтийский щит // Минералогия, петрология и полезные ископаемые Кольского региона. Тр. VIII Всеросс. (с межд. участием) Ферсмановской научной сессии, посв. 135-летию со дня рождения акад. Д.С. Белянкина (18-19 апреля 2011 г.) / Ред. Ю.Л. Войтеховский. Апатиты: Изд-во К & М, 2011. С. 180-183.
7. Ильченко В.Л. О вариациях плотности и анизотропии упругих свойств архейских пород в приповерхностном залегании (на примере Центрально-Кольского мегаблока, Балтийский щит) // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2010. № 1. С. 73-79.
8. Ильченко В. Приливные волны и динамическая эволюция Земли. Саарбрюккен. LAMBERT Academic Publishing. 2013. 292 с.
9. Казанский В.И., Лобанов К.В. О границах и металлогении Печенгского рудного района // Геология рудных месторождений. 1996. № 1. С. 103-109.
10. Каулина Т.В., Деленицин А.А., Беляев О.А. и др. Датирование процессов метаморфизма в зоне сочленения пояса Тана и Лапландского гранулитового пояса (Кольский п-ов): U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr данные. Матер. II Росс. конф. по изотопной геохронологии. 25-27 ноября 2003 г. Санкт-Петербург, 2003. С. 189-193.
11. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследования. М.: МФ «ТЕХНОНЕФТЕГАЗ», 1998. 260 с.
12. Левский Л.К., Морозова И.М., Левченков О.А. и др. Изотопно-геохронологические системы в метаморфических породах (о-в Поньгома, Беломорский подвижный пояс) // Геохимия. 2009. № 3. С. 227-244.
13. Савицкий А.В., Громов Ю.А., Мельников Е.В. и др. Урановое оруденение Лицевского района на Кольском п-ове (Россия) // Геология рудных месторождений. 1995. № 5. С. 403-416.
14. de Jong K., Timmerman M. J., Guise P.G. *et all.* Recrystallization during post-tectonic magmatism and related fluid flow shown by ca. 1.7 Ga $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mica ages from the northern Lapland Kola Mobile Belt (Russia) // Abstracts. 5th SVEKALAPKO Workshop. Lammi, Finland. 2000. P. 23.
15. Serov L. Métallogenèse de l'uranium dans la région de Litsa (Péninsule de Kola, Russie). Docteur de l'Université Henry Poincaré (en géosciences). Soutenance publique le 24 juin 2011. Nancy. France. 166 p.

ГРАФИТ-МОЛИБДЕНОВОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ КИЧАНЫ В БЕЛОМОРСКОМ ПОЯСЕ

Калинин А.А., Баянова Т.Б., Лялина Л.М., Серов П.А.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, kalinin@geoksc.apatity.ru

MOLYBDENITE-GRAPHITE MINERALIZATION IN THE KICHANY STRUCTURE, BELOMORIAN MOBILE BELT

Kalinin A.A., Bayanova T.B., Lyalina L.V., Serov P.A.

Geological Institute, KSC RAS, Apatity

Графит-молибденовое рудопроявление Кичаны расположено в юго-западной части Беломорского подвижного пояса в обрамлении Тикшеозерского зеленокаменного пояса (рис. 1). Участок рудопроявления сложен микроклинизированными и местами мигматизированными биотит-полевошпатовыми гнейсами, среди которых наблюдается горизонт мелкозернистых мусковит-биотитовых (двуслюдяных) плагиосланцев мощностью до 100 м, прослеженный по простиранию на 700 м. Среди двуслюдяных сланцев уста-

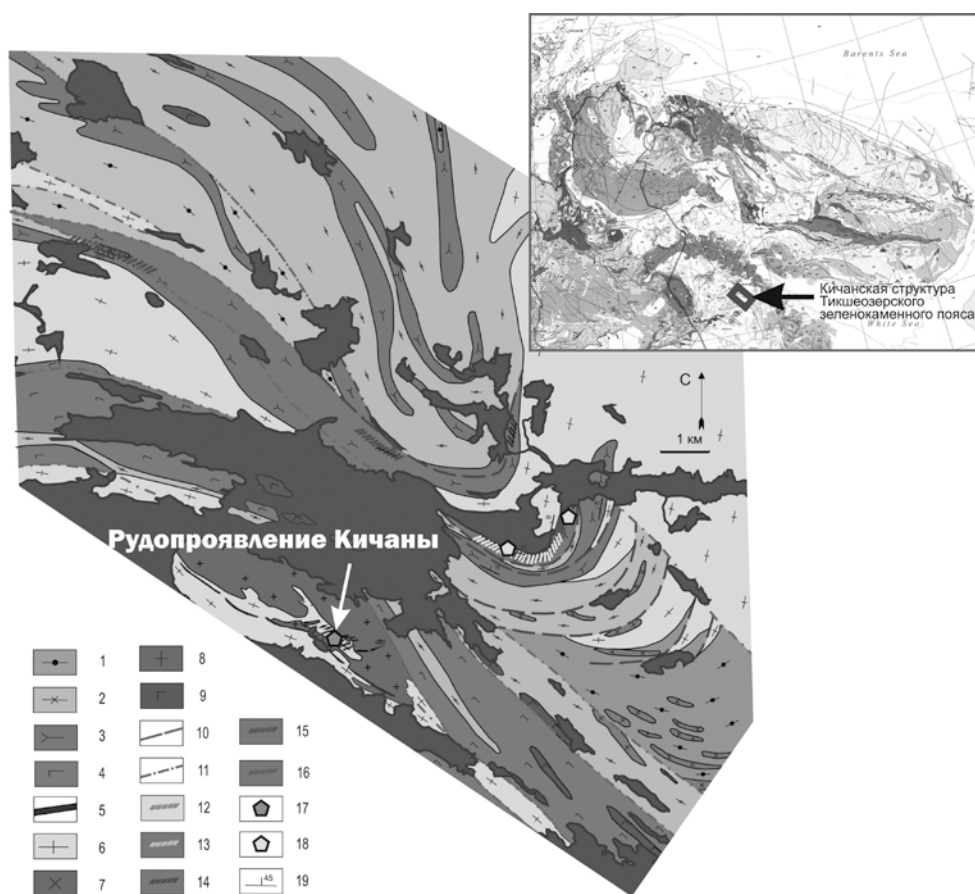


Рис. 1. Схема геологического строения центральной части Тикшеозерского зеленокаменного пояса (Кичанская структура и ее обрамление).

Условные обозначения: 1-4 – супракрустальные образования Тикшеозерского зеленокаменного пояса: 1 – кианит-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы с прослоями и линзами плагиоамфиболитов, 2 – лейкократовые биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы с прослоями и линзами плагиоамфиболитов, 3 – плагио-амфиболиты, частью гранатовые, с прослоями и линзами биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов, 4 – гранатовые плагиоамфиболиты; 5-6 – комплекс гнейсов Беломорского пояса: 5 – амфиболовые гнейсы и амфиболиты, железистые кварциты, 6 – биотитовые плагиомикроклиновые гнейсо-граниты и гнейсы; 7 – пегматоидные и крупнозернистые плагиомикроклиновые двуслюдяные граниты, частью турмалиновые (PR), 8 – плагиомикроклиновые огнейсованные граниты (AR), 9 – габбро, габбронориты (друзиты), 10 – линии надвигов, 11 – прочие разрывные нарушения; 12-16 – зоны метасоматического изменения пород с сульфидной минерализацией: 12 – кварц-полевошпатовые и кварцевые с молибденитом, 13 – скаполит-диопсидовые с эпидотом, 14 – окварцованные и турмалинизированные плагиоамфиболиты, 15 – гранат-биотитовые, амфибол-гранатовые, гранатиты, 16 – гранат-эпидот-роговообманковые с диопсидом (скарноиды); 17 – рудопроявление графита и молибденита Кичаны, 18 – проявления минерализации золота, 19 – элементы залегания пород.

новлены линзовидные тела вмещающих мигматизированных и микроклинизированных биотитовых гнейсов, прослои амфибол-биотитовых плагиогнейсов и серноколчеданных пирротиновых руд. Последний прослежен канавами, пройденными в 1980-х годах Центрально-Кольской экспедицией, на 40 метров по простиранию при мощности до 1 м. Размещение графитовой и молибденитовой минерализации контролируется горизонтом мусковит-биотитовых плагиосланцев (рис. 2).

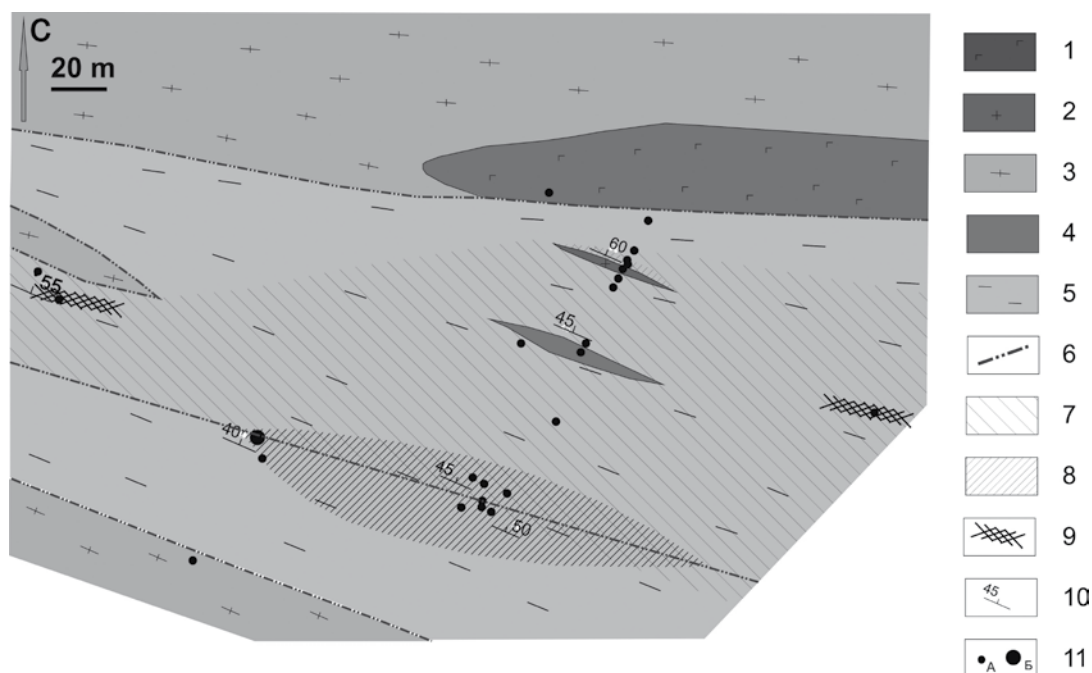


Рис. 2. Схема геологического строения молибденитового и графитового проявлений Кичаны.

Условные обозначения: 1 – габбронориты, 2 – пегматоидные плагиомикроклиновые граниты, 3 – биотитовые плагиомикроклиновые гнейсы, частично мигматизированные; 4 – серноколчеданные пирротиновые руды, 5 – мусковит-биотитовые сланцы, 6 – тектонические нарушения, 7 – зона развития минерализации тонкочешуйчатого графита, 8 – зона развития микроклин-кварцевых и кварцевых метасоматитов с молибденитом и перекристаллизованным графитом, 9 – участки развития скаполит-кварцевых и скаполит-диопсид-кварцевых метасоматитов, 10 – элементы залегания пород (сланцеватость), 11 – А – точки опробования, Б – место отбора проб для изотопно-геохимических исследований.

Биотитовые гнейсы – среднезернистые породы лепидобластической структуры с порфиробластическим бесцветным либо бледно-розовым микроклином, размер порфиробласт до 7-8 мм. Минеральный состав гнейсов (об. %): микроклин 50-55% (в том числе порфиробластический 10%), кварц 30-35%, биотит 5-10%, плагиоклаз 2-3%, второстепенные и акцессорные – мусковит, хлорит, апатит, циркон, титанит. Биотитовые гнейсы входят в состав чупинского парагнейсового пояса [1] или чупинского тектонического покрова [4] и сопоставляются с метадацитами, распространенными в пределах чупинского пояса к юго-востоку от Кичан.

Двусланцевые сланцы представляют собой мелкозернистые породы сланцеватой текстуры лепидобластической структуры. Минеральный состав породы – плагиоклаз (олигоклаз) 30-35%, кварц 50-60%, биотит 3-5%, мусковит 1-2%, графит и рудные минералы до 3%, акцессорные – титанит, хлорит, циркон. Графит тонкочешуйчатый, развивается по границам зерен кварца и силикатных минералов. По первичному составу эти породы отвечают метаосадкам – полимиктовым песчаникам либо кислым туффитам.

Возраст вулканизма для метадацитов чупинской толщи определен в 2870 млн. лет при положительных значениях ϵ_{Nd} , что соответствует модельному возрасту 2900 млн. лет [1]. Близкие значения получены для метаосадков чупинской свиты: Sm-Nd (DM) модельный возраст попадает в интервал 3000-2850 млн. лет [1]. Возраст первого высокотемпературного и высокобарического метаморфизма чупинских гнейсов 2820 млн. лет [3]. Биотитовые гнейсы и мусковит-биотитовые сланцы прорываются секущими интрузиями друзитов – габбро-норитов (размер тел до 100×300 м) и жильными телами микроклиновых гранитов кичанского комплекса мощностью в первые метры. Интрузии друзитов и гранитов широко распространены к юго-востоку от оз. Верхние Кичаны и прорывают как гранито-гнейсовые толщи беломорского плутоно-

метаморфического комплекса, так и супракристалльные породы зеленокаменного пояса. Изотопный возраст плагиомикроклиновых гранитов составляет 2674 ± 4 млн. лет [2]. Более поздними являются интрузии габброноритов-друзитов: сходные интрузии в районе Ковдозера имеют возраст 2.44-2.45 млрд. лет [5].

В толще мусковит-биотитовых сланцев установлены участки метасоматического преобразования пород: выделены минеральные типы скаполит-кварцевых и скаполит-диопсид-кварцевых основных метасоматитов, микроклин-кварцевых щелочных и кварцевых кислотных метасоматитов. Микроклин-кварцевые и кварцевые метасоматиты образуют зональные линзовидные тела мощностью до 0.5 метров при протяженности до 5 метров, залегающие согласно сланцеватости вмещающих пород. Серия таких тел прослеживается в центральной части участка предположительно в зоне согласного разрывного нарушения. Протяженность зоны развития метасоматитов около 150 метров при мощности в первые метры. Внешние зоны тел метасоматитов слагают крупнозернистые породы кварц-микроклинового состава, а их «ядра» – кварцевые метасоматиты. Микроклин-кварцевые метасоматиты состоят преимущественно из микроклина (25-75%) и кварца (20-70%), содержание плагиоклаза до 10%. Второстепенные минералы – биотит, мусковит, рудные минералы и графит. Кроме того, отмечались гранат ряда альмандин-гроссуляр, циркон, апатит и титанит, причем содержание циркона и апатита в метасоматитах намного выше, чем в исходных породах. В кварцевых метасоматитах плагиоклаз отсутствует, содержание микроклина составляет первые проценты; второстепенные и аксессуарные минералы – те же, что и в микроклин-кварцевых метасоматитах, но их содержание ниже, за исключением рудных минералов.

Сульфидная минерализация в микроклин-кварцевых и кварцевых метасоматитах представлена (в порядке распространенности) пиритом, молибденитом, галенитом, пирротинном и халькопиритом. Содержание молибдена во вмещающих мусковит-биотитовых сланцах составляет 6-20 г/т, в микроклин-кварцевых и кварцевых метасоматитах повышается до сотен грамм на тонну. Молибденит выделяется в виде чешуек и гексагональных табличек размером до 3 мм. Рентгеноструктурный анализ (аналитик Торопова М.В.) показал, что молибденит из микроклин-кварцевых метасоматитов представлен гексагональной разновидностью 2H, а из кварцевых – ромбической 3R.

В микроклин-кварцевых и кварцевых метасоматитах присутствует перекристаллизованный графит, характер выделений которого аналогичен молибдениту, и минералы почти не отличаются друг от друга. Иногда графит и молибденит образуют сростания между собой, и идентификация состава минерализации становится невозможной без микроскопа.

Таблица 1. Sm-Nd данные для пород и минералов рудопроявления Кичаны.

| Породы, минералы | Концентрации, ppm | | Изотопные отношения | |
|--|-------------------|---------|-----------------------------------|-----------------------------------|
| | Sm | Nd | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ |
| Проба КС-1027 – кварц-микроклиновые метасоматиты | | | | |
| WR – порода (вал) | 1.893 | 5.757 | 0.198746 | 0.512774±14 |
| Апатит | 348.869 | 684.802 | 0.307929 | 0.513987±6 |
| Пирит | 0.982 | 2.299 | 0.258146 | 0.513106±42 |
| Молибденит | 0.973 | 3.135 | 0.187657 | 0.513055±46 |
| Проба КС-1026 – кварцевые метасоматиты | | | | |
| WR – порода (вал) | 0.347 | 1.096 | 0.191401 | 0.513106±31 |
| Молибденит | 2.617 | 7.350 | 0.215181 | 0.512848±9 |

Для изотопно-геохимических исследований были отобраны пробы циркона из микроклин-кварцевых и кварцевых метасоматитов. Выявлено две разновидности циркона. Первая представлена призматическими кристаллами с гранями $\{110\} + \{111\}$ и их обломками. Зерна черного цвета, непрозрачные, поверхность корродирована, блеск тусклый. Вторая разновидность – призматические кристаллы с гранями $\{110\} + \{100\} + \{111\}$ от светло-бурого до темно-бурого цвета. Зерна этого циркона также непрозрачные, с корродированной поверхностью и тусклым блеском. Размер зерен не превышает 0.8 мм. В цирконах обеих разновидностей в катодоллюминисценции хорошо видна зональность. Зерна циркона содержат микровключения галенита, уранинита, кварца и микроклина. Для циркона этой разновидности по U-Pb методу получен интервал возрастов от 2.55 до 2.50 млрд. лет, которые могут интерпретироваться ксеногенной природой формирования, поскольку Sm-Nd систематика отражает возраст протолитов исходных расплавов

для этих пород около 2.50 млрд. лет. Возраст цирконов также можно интерпретировать и магматической природой, поскольку все цирконы обогащены ураном. Таким образом, можно предположить, что формирование рудоносных метасоматитов происходило на границе неоархея и палеопротерозоя, т.е. после первого этапа регионального метаморфизма (2820 млн. лет) и формирования плагиомикроклиновых гранитов (2674 млн. лет) по данным [5]. Вторая разновидность циркона в U-Pb систематике отразила интервал от 2.25 до 2.15 млрд. лет, который, скорее всего, соответствует времени более поздних наложенных процессов. Изотопные U-Pb исследования по цирконам только начаты, поэтому однозначно сложно интерпретировать такие полиметаморфические и полидеформационные комплексы. Изотопные Sm-Nd исследования по минералам (молибденит, апатит, пирит) и породам позволили построить изохронные зависимости с возрастными в 1.16-1.14 млрд. лет (табл. 1). Эти гренвилльские события не были ранее известны в изучаемом регионе, поэтому исследования необходимо продолжить.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В. и др. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст. Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 115-140.
2. Другова Г.М., Левченков О.А., Савельева Т.Е. Гранитоиды раннего докембрия в Северо-Западном Беломорье. Зап. ВМО. 1995. Ч. 124. № 1. С. 35-51.
3. Милькевич Р.И., Миллер Ю.В., Глебовицкий В.А. и др. Толеитовый и известково-щелочной магматизм в северной части Тикшеозерского зеленокаменного пояса: геохимические признаки субдукционной обстановки. Геохимия. 2003. № 12. С. 1262-1274.
4. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской тектонической зоны и ее соотношения с Карельской гранит-зеленокаменной областью. Геотектоника. 1995. № 6. С. 80-92.
5. Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005. 711 с.

ПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТА ЮЖНО-ПЕЧЕНГСКОЙ СТРУКТУРНОЙ ЗОНЫ: НОВЫЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Калинин А.А., Баянова Т.Б., Лялина Л.М., Серов П.А., Елизаров Д.В.
Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, kalinin@geoksc.apatity.ru

GOLD OCCURENCES IN THE SOUTHERN PECHENGA BELT: NEW ISOTOPE GEOCHEMICAL DATA

Kalinin A.A., Bayanova T.B., Lyalina L.V., Serov P.A., Elizarov D.V.
Geological Institute, KSC RAS, Apatity

В Южно-Печенгской зоне известно 7 проявлений золота и свыше 60 пунктов минерализации, которые приурочены практически ко всем возрастным комплексам структуры и контролируются участками пересечения северо-западных сдвиговых нарушений поздними разломами северо-восточного простирания [1, 3]. Рудопроявления отнесены к трем рудным формациям: золото-кварцевой малосульфидной, золото-кварцево-сульфидной и колчеданной золотоносной. Наибольшие перспективы связываются с золото-кварцевой малосульфидной формацией, к которой относятся исследованные нами проявления Загадка на участке Пороярви и Южное Брагино на Брагинской площади.

На проявлении Южное Брагино минерализация золота связана с зонами метасоматитов формации березитов по основным метавулканитам брагинской толщи [3]. Крупнозернистые породы мусковит-карбонат-кварцевого состава (березитоподобные породы зоны кислотного выщелачивания) – образуют два тела мощностью 0.8-1м. Пространство между телами березитоподобных пород (~5 м) и внешние части зоны метасоматического изменения метавулканитов заполняют тальк-карбонат-хлоритовые сланцы с наложенным игольчатым и звездчатым амфиболом актинолит-тремолитового ряда (до 50% породы), с карбонатными прожилками мощностью менее 1 см – это зона основного метасоматоза по метавулканитам. Контакты березитоподобных пород с вмещающими сланцами резкие, секущие сланцеватость. Суммарная мощность зоны изменения более 15 м.

Для изотопно-геохимических исследований была отобрана проба мусковит-карбонат-кварцевых метасоматитов. Минеральный состав породы: кварц 50%, карбонаты (кальцит и доломит) 40%, мусковит (2 генерации) 5-7%, турмалин 1-2%, рудные минералы, преимущественно пирит 1%, аксессуарные – апатит, циркон, рутил, золото.

Изотопные исследования Sm и Nd выполнены для мономинеральных фракций основных породообразующих минералов метасоматитов березитовой формации и породы в целом (табл. 1, рис. 1). По полученным данным построена изохрона 1928 ± 12 млн. лет, это значение в пределах ошибки совпадает с Sm-Nd данными для вулканитов мендельской свиты Южно-Печенгской структуры [4], и хорошо соответствует возрасту цирконов Шуонияврского гранитного массива в южном обрамлении Печенги [5].

Таблица 1. Sm-Nd данные для пород и минералов из метасоматитов Южно-Печенгской зоны.

| Породы, минералы | Концентрации, ppm | | Изотопные отношения | | ϵ_{Nd} |
|---|-------------------|--------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------|
| | Sm | Nd | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | |
| Проба 11К61 – мусковит-карбонат-кварцевые метасоматиты в тальк-карбонат-хлоритовых сланцах-метавулканитах (рудопоявление золота Брагино Южное). | | | | | |
| WR – порода (вал) | 6.77 | 33.40 | 0.1224 | 0.511669 | -0.5 |
| Апатит | 46.101 | 47.304 | 0.589066 | 0.517702 | |
| Карбонат | 0.528 | 1.335 | 0.239140 | 0.512973 | |
| Мусковит-1 | 1.893 | 5.757 | 0.198746 | 0.512511 | |
| Мусковит-2 | 0.389 | 1.832 | 0.128274 | 0.511871 | |
| Проба 735 – альбит-карбонат-кварцевые породы (проявление золота «Загадка»). | | | | | |
| WR – порода (вал) | 1.942 | 9.044 | 0.129769 | 0.511930 | 2.4 |
| Апатит | 23.095 | 44.343 | 0.314813 | 0.514226 | |
| Плагиоклаз | 0.162 | 0.694 | 0.141011 | 0.512003 | |
| Карбонат | 0.521 | 1.596 | 0.197526 | 0.512762 | |

На проявлении минерализации золота «Загадка» была взята проба альбит-карбонат-кварцевых пород, представляющих собой одну из зон метасоматической колонки (карбонат-кварцевые – альбит-карбонат-кварцевые – тальк-карбонат-хлоритовые метасоматиты), развивающейся по хлорит-амфиболовым сланцам (метабазальтам) песчаноозерской толщи. Альбит-карбонат-кварцевые и кварцевые метасоматиты образуют группу линзовидных тел до 2×5 м размером максимально, сосредоточенных на небольшом участке изометрической формы 7×7 м. Золото на проявлении связано с зоной кварцевого прожилкования в центральной части одной из линз. Минеральный состав пород, отобранных для изотопно-геохимических исследований: кварц 65%, карбонат 20%, альбит-олигоклаз 10%, биотит 1-2%, мусковит <1% хлорит <1%, рудный минерал 1%, аксессуарные – апатит, турмалин, рутил, анатаз.

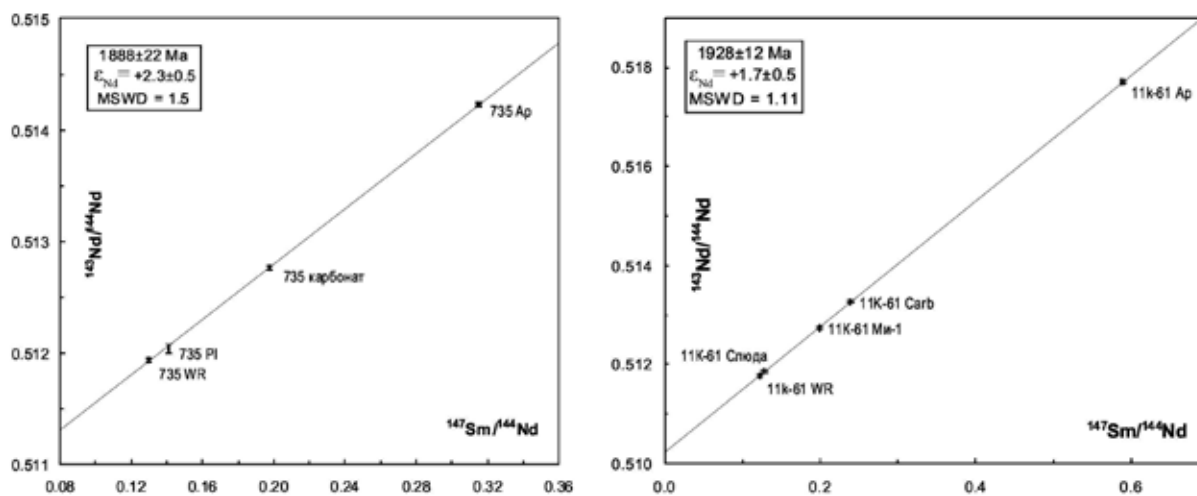


Рис. 1. Sm-Nd изохроны для альбит-карбонат-кварцевых пород проявления «Загадка» (слева) и мусковит-карбонат-кварцевых метасоматитов рудопоявления Южное Брагино.

По результатам изотопных Sm-Nd геохимических исследований породы и основных породообразующих минералов (табл. 1) получена изохрона 1888 ± 22 млн. лет. В пределах ошибки это значение совпадает с Sm-Nd изохронным значением возраста метавулканитов меннельской толщи Южной Печенги [4], близко к рубидий-стронциевым датировкам вулканитов брагинской (1865 ± 58 млн. лет) и каплинской (1855 ± 54 млн. лет) толщ [2].

Значение величин ϵNd для альбит-карбонат-кварцевых пород проявления «Загадка» (а) и мусковит-карбонат-кварцевых метасоматитов рудопоявления Южное Брагино (б) положительные – от +2.3 до +1.7, которые отражают мантийную (DM) природу исходных магм. На диаграмме Фора [6] в координатах ϵNd -ISr (табл. 2) координаты точек для обоих рудопоявлений находятся в поле континентальных базальтов.

Таблица 2. Rb-Sr данные для пород Южно-Печенгской зоны.

| № пробы | Порода | Содержание, ppm | | Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ | Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ |
|---------|---|-----------------|-------|------------------------------------|------------------------------------|
| | | Rb | Sr | | |
| 735 | альбит-карбонат-кварцевый метасоматит | 3.46 | 313.7 | 0.031119 | 0.70342 |
| 11К61 | мусковит-карбонат-кварцевый метасоматит | 12.26 | 153.7 | 0.225051 | 0.70949 |

На единичное U-Pb датирование из пробы мусковит-карбонат-кварцевых пород проявления Южное Брагино было выделено четыре типа циркона.

Из пробы мусковит-карбонат-кварцевых пород проявления Южное Брагино выделено 4 типа циркона. Первая разновидность – изометрические кристаллы светло-желтого цвета 0.105×0.105 мм, прозрачные, поверхность не корродированна, блеск стеклянный. Для цирконов этого типа получен U-Pb возраст от 2260 до 2167 млн. лет, который интерпретируется скорее всего ксеногенной природой. Вторая разновидность – обломки кристаллов темно-оранжевого цвета, полупрозрачные, со слабокорродированной поверхностью, стеклянным блеском, размером 0.105×0.08 мм ($Ku=1.3$). Изотопный U-Pb возраст для этих цирконов равен 1936 млн. лет (координаты точек находятся на конкордии), который интерпретируется, скорее всего, временем формирования этих пород. Третья разновидность – обломки кристаллов темно-коричневого цвета, прозрачные, со слабокорродированной поверхностью, стеклянным блеском, размером 0.122×0.08 мм ($Ku=1.5$). Изотопный U-Pb возраст для обломков этих цирконов равен 1.76 млрд. лет, который соответствует, по-видимому, свекофеннскому региональному метаморфизму. Четвертая разновидность – длиннопризматические кристаллы светло-желтого цвета 0.140×0.105 мм ($Ku=1.3$), прозрачные, поверхность не корродированна, блеск стеклянный, с видимой зональностью и минеральными включениями. Этот тип цирконов представлен новообразованными кристаллами, с хорошей зональностью, U-Pb возраст равен 925 млн. лет и, по-видимому, гренвильские события были наложены на породы Южное Брагино.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахмедов А.М., Вороняева Л.В., Павлов В.А. и др. Золотоносность Южно-Печенгской структурной зоны (Кольский п-ов): типы проявлений и перспективы выявления промышленных содержаний золота. Региональная геология и металлогения. 2004. № 20. С. 139-151.
2. Балашов Ю.А. Геохронология раннепротерозойских пород Печенгско-Варзугской структуры Кольского полуострова. Петрология. 1995. Т. 4. № 1. С. 3-25.
3. Вороняева Л.В. Геология и золотоносность Южно-Печенгской структурной зоны. Автореф. дисс. к.г.-м.н. СПб: ВСЕГЕИ, 2008. 24 с.
4. Скуфьин П.К., Елизаров Д.В., Жавков В.А. Особенности геологии и геохимии вулканитов Южнопеченгской структурно-формационной зоны. Вестник МГТУ. 2009. Т. 12. № 3. С. 416-435.
5. Скуфьин П.К., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. и др. Абсолютный возраст гранитоидов Шуониярвинского массива из южного обрамления Печенгской структуры (Кольский п-ов) Докл. АН. 2000. Т. 370. № 2. С. 227-230.
6. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

ВОЗРАСТ УРАНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ САЛЛА-ПАНА-КУОЛАЯРВИНСКОЙ ЗОНЫ (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

Калинин А.А., Каулина Т.В., Серов П.А.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, kalinin@geoksc.apatity.ru

AGE OF URANIUM MINERALIZATION IN THE SALLA-PANA-KUOLAJARVI BELT (NORTHERN KARELIA)

Kalinin A.A., Kaulina T.V., Serov P.A.

Geological Institute KSC RAS, Apatity

Салла-Пана-Куоляярвинская зона располагается в центральной части Лапландского раннепротерозойского зеленокаменного пояса [4, 5] (рис. 1). Протяженность зоны с севера на юг составляет около 130 км при ширине 70-120 км, восточная часть структуры находится на территории России, западная – на территории Финляндии. Салла-Пана-Куоляярвинская зона делится на две подзоны – южную субширотную Куусамо-Панаярвинскую, и северную субмеридиональную Салла-Куоляярвинскую, возраст вулканогенно-осадочных комплексов составляет от 2.5 до 2.0 млрд. лет [1, 5]. Породы комплекса метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, в краевой восточной части структуры степень метаморфизма поднимается до уровней эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций [2].

Молибден-урановое с золотом рудопроявление Озерное расположено на восточном фланге раннепротерозойской Салла-Куоляярвинской зоны. В геологическом строении участка основная роль принадлежит плагиоамфиболитам – основным метавулканитам и метаморфизованным габброидам. Рудопроявление приурочено к зоне метасоматического изменения плагиоамфиболитов в краевой части метаморфизованной интрузии габброидов (рис. 1).

Зона развития альбититов по плагиоамфиболитам – метагабброидам занимает секущее положение под углом около 10° к простиранию вмещающих пород и прослежена в северо-восточном направлении на 270 метров при мощности до 30 метров. Альбититы образуют серию кулисообразно расположенных линз размером максимально до 10×90 м. Простирание линз альбититов 30° , что совпадает с расщеплением

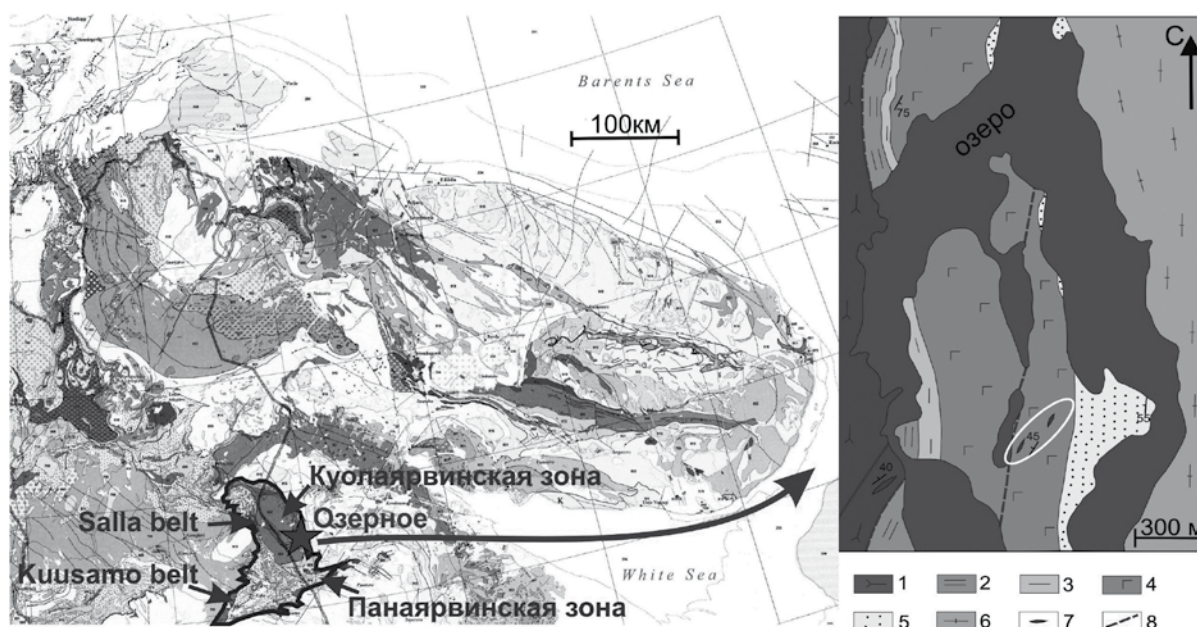


Рис. 1. Геологическое положение рудопроявления Озерного на восточном фланге Салла-Пана-Куоляярвинской зоны (фрагмент геологической карты Фенноскандинавского щита – по [6]) и схема геологического строения участка рудопроявления Озерное.

Условные обозначения: 1-3 – соварьярвинская свита: 1 – биотитовые и амфибол-биотитовые сланцы, 2 – метапесчаники, кварциты, 3 – слюдястые сланцы; 4-5 – нилуттиярвинская свита: 4 – плагиоамфиболиты – основные метавулканиты и метагабброиды, 5 – кварциты; 6 – гранито-гнейсы и плагиомикроклиновые граниты архейского фундамента, 7 – линзы альбититов, 8 – тектонические нарушения. Белым контуром показано рудопроявление Озерное.

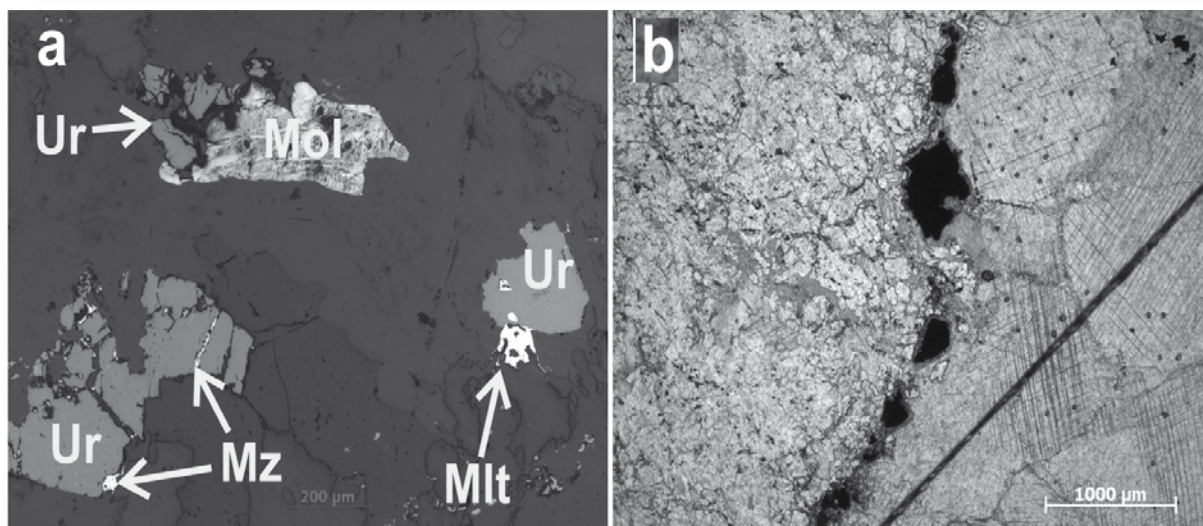


Рис. 2. Урановые минералы в метасоматитах: (а) – уранинит (BSE, Ur – уранинит, Mol – молибденит, Mz – марказит, Mlt – мелонит); (б) – цепочка зерен браннерита (проходящий свет).

нием приконтактовых пород. Альбититы слагают центральные части зон метасоматического преобразования пород. Это мелкозернистые породы от розового до буровато-красного цвета, мономинеральные разновидности имеют обычно массивную текстуру, при наличии хлорита или биотита текстура пород сланцеватая. Переход от плагиоамфиболитов к альбититам постепенный и визуально выражается в изменении цвета породы с темно-серого на розовато-красный нередко прямо по простиранию породы. Во внешних частях зон метасоматитов в плагиоамфиболитах проявлена интенсивная эпидотизация, а вблизи линз альбититов – биотитизация, развитие хлорита и актинолита, благодаря которым приконтактовые породы имеют сланцеватую текстуру. Более поздними по отношению к альбититам являются альбит-хлоритовые, альбит-карбонатные, карбонатные (доломитовые) метасоматиты, приуроченные к центральным частям линз альбититов. Карбонатные и альбит-карбонатные метасоматиты - среднезернистые до крупнозернистых породы серого либо розовато-серого цвета массивной, брекчиевидной или пятнистой текстуры, образующие прожилки мощностью до 20 см, а также округлой или неправильной формы обособления в альбититах, от которых отделены тонкой (1-2 мм) зоной развития хлорита и биотита с браннеритом и уранинитом. Завершается процесс изменения пород развитием карбонат-кварцевых и кварцевых метасоматитов, последние установлены в центральной части только одного из тел альбититов. Альбититы и связанные с ними карбонатные и хлоритовые метасоматиты имеют повышенный фон радиоактивности, что подтверждено находками минералов урана (уранинит, браннерит). В альбит-карбонатных и карбонатных метасоматитах содержание U достигает 300 г/т.

Все породы рудопроявления содержат окисно-сульфидную рудную минерализацию. Во вмещающих измененных плагиоамфиболитах в составе рудной минерализации преобладают пирит, халькопирит, ильменит и магнетит. В альбититах вместо ильменита образуются гематит и рутил, появляются молибденит, марказит и минералы урана – уранинит и браннерит.

Содержание уранинита повышается в карбонатных метасоматитах, особенно высокое его содержание характерно для биотит-хлоритовых каемок по границе карбонатных метасоматитов и альбититов. Зерна уранинита ксеноморфные, гипидиоморфные, размером до 0.5 мм. Вместе с уранинитом обычно развиваются марказит, мелонит, реже алтаит, которые образуют микровыделения по контакту уранинита с карбонатами и силикатами, либо развиваются по трещинам и во включениях в уранините (рис. 2 а). Браннерит развивается на границе между альбититами и карбонатными метасоматитами в виде цепочки крупных зерен (рис. 2 б).

На основе геологических наблюдений предполагалось, что развитие альбититов (и связанных с ними карбонатных и кварцевых метасоматитов) в Куоляярвинской зоне относится к регрессивной стадии свекофеннского этапа метаморфизма 1.9-1.6 млрд. лет [3]. Аналогично в поясе Куусамо формирование месторождений Fe-Co-Au-U группы связывалось со временем после пика свекофеннского этапа метаморфизма [7].

Эти предположения нашли свое подтверждение по результатам наших изотопно-геохимических исследований ураноносных альбититов. Для рутила из альбититов рудопроявления Озерное U-Pb методом

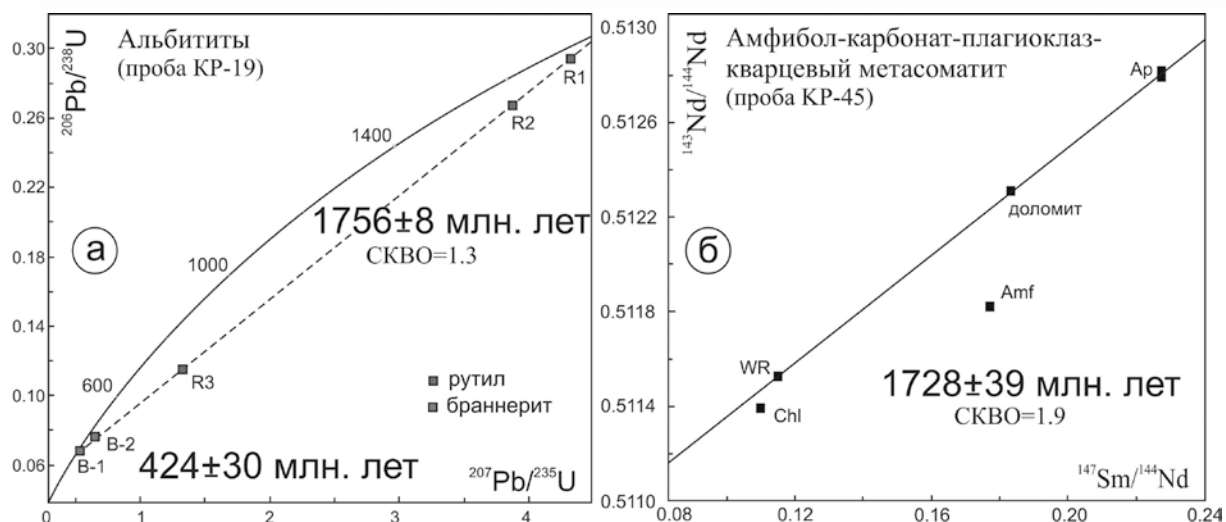


Рис. 3. Изотопные U-Pb и Sm-Nd данные для пород Куоляярвинской зоны: а – участок Озерное, б – участок Алим-Курсуярви.

получен возраст 1756 ± 8 млн. лет (рис. 3 а). Нижнее пересечение дискордии, построенной по трем фракциям рутила равно 416 ± 14 млн. лет, что свидетельствует о влиянии палеозойских процессов на U-Pb систему рутила. Известная температура закрытия U-Pb системы рутила ($400-450^\circ\text{C}$) позволяет оценить нижний предел температуры формирования альбититов. Развитие гематита вместе с рутилом говорит о высокоокислительных условиях, что не способствует осаждению урана. Вероятно, образование урановых минералов происходило позже, возраст уранинита еще не определен.

Возраст браннерита согласно U-Pb данным – 424 ± 30 млн. лет (рис. 3 а), то есть его образование связано с палеозойскими процессами. Палеозойские значения возраста известны для проявлений урана и на других участках Кольского п-ова [8].

Для Sm-Nd датирования времени формирования урансодержащих альбититов была отобрана также проба амфибол-карбонат-плагиоклаз-кварцевых метасоматитов в Куоляярвинской зоне на проявлении урановой минерализации Алим-Курсуярви. Полученное значение 1728 ± 39 (WR+доломит+апатит) (рис. 3 б) в пределах ошибки совпадает со временем формирования альбит-карбонатных метасоматитов рудопоявления Озерное и также отвечает регрессивной стадии свекофеннского этапа метаморфизма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воинов А.С., Полеховский Ю.С. Стратиграфия нижнего протерозоя Пана-Куоляярвинской структурной зоны (Сев. Карелия). Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. 1985. Т. 339. С. 96-106.
2. Петров В.П., Волошина З. М. К характеристике метаморфической истории Северо-Карельского пояса карелид // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты: Изд-во КФАН СССР, 1987. С. 75-83.
3. Полеховский Ю.С., Воинов А.С., Тарасова И.П. Структурно-литологический контроль и геохимические особенности щелочно-карбонатных метасоматитов докембрия // Метаморфизм и метаморфогенное рудообразование раннего докембрия. Апатиты: Изд-во КФАН СССР, 1984. С. 17-25.
4. Сафонов Ю.Г., Волков А.В., Вольфсон А.А. и др. Золото-кварцевое месторождение Майское (Сев. Карелия): геологические и минералого-геохимические особенности, вопросы генезиса. Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 5. С. 429-451.
5. Eilu P., Pankka H., Keinänen V. *et al.* Characteristics of gold mineralisation in the greenstone belts of northern Finland. Geological Survey of Finland. Special Paper 44. 2007. P. 57-106.
6. Geological Map of the Fennoscandian Shield, scale 1:2000000 (Koistinen T., Stephens M.B., *et al.* Geological Services of Finland, Norway, and Sweden, MNR of Russia, 2001).
7. Vanhanen E. Geology, mineralogy and geochemistry of the Fe-Co-Au-(U) deposits in the Paleoproterozoic Kuusamo Schist Belt, north eastern Finland. Geological Survey of Finland. Bulletin 399. 2001. 229 p.
8. Serov L. Métallogenèse de l'uranium dans la région de Litsa (Péninsule de Kola, Russie). Docteur de l'Université Henry Poincaré (en géosciences). Soutenance publique le 24 juin 2011. Nancy. France. 166 p.

PRECAMBRIAN METAOPHIOLITE ASSOCIATION IN THE RHODOPE MASSIF (BULGARIA)

Kozhoukharova E.

Geological Institute Bulgarian Academy of Science, Sofia 1113, Bulgaria, Ekozhoukharova@abv.bg

The Metaophiolite Association in the Rhodope Massif (South Bulgaria) is an important stratigraphic and structural marker for reconstruction of the metamorphic basement and a suitable indicator for the tectono-metamorphic evolution. The primary ophiolite rocks: serpentinites, gabbros, low potassium, high magnesium tholeiites and tuffs, had undergone polymetamorphic alterations in different facies and metamorphic conditions. As a result, talc-chlorite-actinolite schists, amphibolites, eclogites, pyroxenites, garnet-lherzolites and metasomatic gabbroids were produced.

The well stratified metamorphic basement of the Rhodope massif is divided into two supergroups: Prarhodopian (PRS) and Rhodopian (RS). The Ophiolite association has a fixed stratigraphic position in the lower levels of the RS. Prarhodopian Supergroup (PRS) is an ancient infracrustal continental complex, consisting of highly reworked biotite, lepidite and porphyroblastic gneisses. The marbles are absent. All rocks had been already metamorphosed before the sedimentation of the upper Rhodopian Supergroup (RS). Cadomian, Hercynian and Alpine granitoid magmas and aplite-pegmatite veins penetrated the complex, causing migmatization, granitization, and reheating. The PRS enriched of Si, Al, Na, K, Ba, Rb, Cs, Zr obtained geochemical signature of granite-granodiorite. The Rhodopian Supergroup (RS) is a transgressively deposited supracrustal complex, built by metamorphosed volcanogenic-sedimentary rocks. Its primary rocks were flyschoid pelite-calcareous sediments (Variegated Formation), overlain by limestones (Marble Formation). The ophiolites occupied the lower levels of the VF, where they alternated or were covered by sediments.

Two type of VF are distinguished: a. West Rhodopian (Satovcha) type represents a formation abundant of basic-ultrabasic volcanic rocks (metamorphosed in massive medium to coarsegrained amphibolites), and some actinolite-chlorite and biotite schists, marbles, graphite-bearing garnet quartzites, magnetite-hematite jaspilites. Serpentinite lenses and megaboudins of different size associate with amphibolites; b. Central Rhodopian (Loukovitsa) type consists mainly of metapelites transformed into biotite and two mica kyanite-bearing schists, marbles, calc-schists and few quartzites. Thin layers of amphibolites and lenses of serpentinites occur in the lower stratigraphic levels of the VF

The rocks had been subjected to synmetamorphic folding. In the structural plan domes and linear positive structures occurred, whose cores are built of PRS gneisses. The spaces between them contain pressed deep sunk subvertical or recumbent synclines, filled by VF rocks with ophiolites.

Several stages of metamorphic evolution have been identified:

1. Hydrothermal ocean metamorphism - a lizardite-chrysotile serpentinitization of peridotites;
2. Proterozoic obduction of oceanic crust fragments (serpentinites) over the marginal parts of an ancient Precambrian continent built of the PRS gneisses; magmatic activation by basic volcanic and intrusive rocks; sedimentation of pelitic-calcareous flyschoid sediments, that cover the serpentinites;
3. Regional metamorphism generally in amphibolite facies and synchronous folding of RS. Two or three metamorphic episodes, marked by two/three consequent mineral assemblages, separated by deformation, were distinguished in the micaschists. Serpentinite bodies have been replaced at their peripheral parts by talc-chlorite-actinolite schists. Basic volcanic rocks were transformed into various amphibolites at $T - 480-540^{\circ}C$ and $P - 4-6$ kbars.

The eclogitization took place in local narrow shear zones of deformation and friction among the amphibolites. It produce: a. omphacite-garnet-rutile assemblages ($T - 450-550^{\circ}C$; $P - 9-12$ kbar), and b. Gr-lherzolite as thin 1-2 cm stripes, consisting of garnet, enstatite, diopside, olivine, spinel alternate with serpentine bands only at the contact of serpentinite bodies with gneisses. The P-T conditions in the zones varies $560-811^{\circ}C/8-15$ kbar, in the country rocks they are $480-540^{\circ}C/ 4-6$ kbar.

The ophiolites within zones of migmatization are intensively affected by feldspathization and metasomatic processes, resulted in various metasomatic gabbroids.

The isotopic data indicate: a. Neoproterozoic age of 2600 Ma for crystallization of ultrabasic magma at the ocean floor; b. Neoproterozoic age of 610 Ma for the eclogites from the Central Rhodope, 572 ± 5 Ma for the amphibolites from Eastern Rhodopes. Obduction of serpentinite fragments is also Neoproterozoic determined by microfossils data in metasediments.

MULTIPLE LATE TO POST-OROGENIC 1750 TO 1560 MA PEGMATITE GENERATIONS IN THE ASTRIDAL METASUPRACRUSTAL BELT, WEST TROMS BASEMENT COMPLEX: A DISTAL EFFECT OF RAPA-KIVI-FORMING PROCESSES AND INTRACRATONIC DEFORMATION

Corfu F.¹, Bergh S.G.², Priyatkina N.², Kullerud K.², Myhre P.I.²

¹Department of Geosciences and CEED, University of Oslo

²Department of Geology, University of Tromsø, Dramsveien 201, N-9037 Tromsø, Norway

The West Troms Basement Complex consists of Late Mesoarchean-Neoproterozoic crust that likely represents the continuation of the Fennoscandian Shield beneath and across the Caledonian nappes. The complex is crossed by several linear ductile shear zones and belts composed of mixed lithologies, including abundant metasedimentary and metavolcanic rocks, and recording a polyphase deformation history. The Astridal belt of the Senja Shear Belt was intruded by various generations of granitic pegmatites in the final stages and following the Svecofennian orogeny. Zircon and titanite U-Pb data indicate ages of about 1760, 1725, 1630, 1610 and 1560 Ma for different pegmatites. The subsequent Caledonian overprint partially reset zircon and some, but not all, titanites. The ages indicate that formation of the pegmatites occurred very late, and in part after termination of the main Svecofennian orogeny (ca. 1750 Ma). Comparison within the larger scale context of the Fennoscandian Shield suggests that formation of these pegmatites may have been caused by late-stage reactivation of shear zones accompanied by lower crustal processes, e.g. the late 1560 Ma pegmatite generation correlates with intrusion of the coeval aged Åland rapakivi granite suite in the central Baltic Sea region.

ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВАСИН-МЫЛК (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН): РЕЗУЛЬТАТЫ U-РЬ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ МИКРОЛИТА

Кудряшов Н.М., Лялина Л.М., Апанасевич Е.А.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, nik@geoksc.apatity.ru

AGE OF THE VASIN-MYLK RARE METAL PEGMATITE DEPOSIT (KOLA REGION): U-PB GEOCHRONOLOGICAL MICROLITE STUDIES

Kudryashov N.M., Lyalina L.M., Apanasevich E.A.

Geological Institute KSC RAS, Apatity

Редкометалльные пегматиты распространены на всех континентах в широком возрастном интервале – от раннего докембрия до палеозоя, основная же масса пегматитов принадлежит к архейским и протерозойским породам. Характерной особенностью редкометалльных пегматитов является их приуроченность к докембрийским зеленокаменным поясам, заложенным вдоль зон древних глубинных разломов [9]. Главными задачами при изучении редкометалльных пегматитов являются: установление их генетической связи с гранитами, если таковая имеется, и определение времени рудной минерализации. Решение этих задач связано с изотопно-геохронологическими исследованиями, направленными на установление времени формирования как родоначальных для пегматитов гранитов, так и непосредственно самих пегматитов. В настоящей работе приводятся результаты изотопно-геохронологического исследования микролита из крупного комплексного (Cs, Li, Nb, Ta, Вe) месторождения редкометалльных пегматитов Васин-Мыльк.

Месторождение расположено в пределах зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья, который приурочен к центральной части сутурной зоны, отделяющей Мурманский домен от Центрально-Кольского и Кейвского доменов. Пояс сложен осадочно-вулканогенными породами коматиит-толеитовой и базальт-андезит-дацитовый серий позднеархейского возраста 2.9-2.7 млрд. лет, которые прорываются интрузиями базит-гипербазитов, кварцевых порфиров и высокомагнезиальных гранитоидов с возрастом 2.8-2.7 млрд. лет. Массивы турмалиновых и микроклиновых гранитов вместе с гранитными пегматитами интродуцируют все перечисленные комплексы пояса, завершая его длительную эволюцию.

До настоящего времени не существует общепринятой точки зрения относительно генетической принадлежности пегматитов к определенным гранитам, установленным в пределах региона. Различными авто-

рами предполагается связь пегматитов с плагиигранитами и тоналитами [6], амфибол-биотитовыми гранодиоритами [3], микроклиновыми гранитами [4], а также турмалиновыми гранитами [4]. Возраст пегматитов, выделяемых в пределах пояса, по имеющимся определениям U-Pb методом по монациту и Rb-Sr изохронным методом по валовым пробам оценивался 2.7-2.6 млрд. лет [8]. Полученный позднее Pb-Pb изохронный возраст турмалина (шерл) из массива турмалиновых гранитов, расположенного вблизи месторождения, составил 2520 ± 70 млн. лет [5].

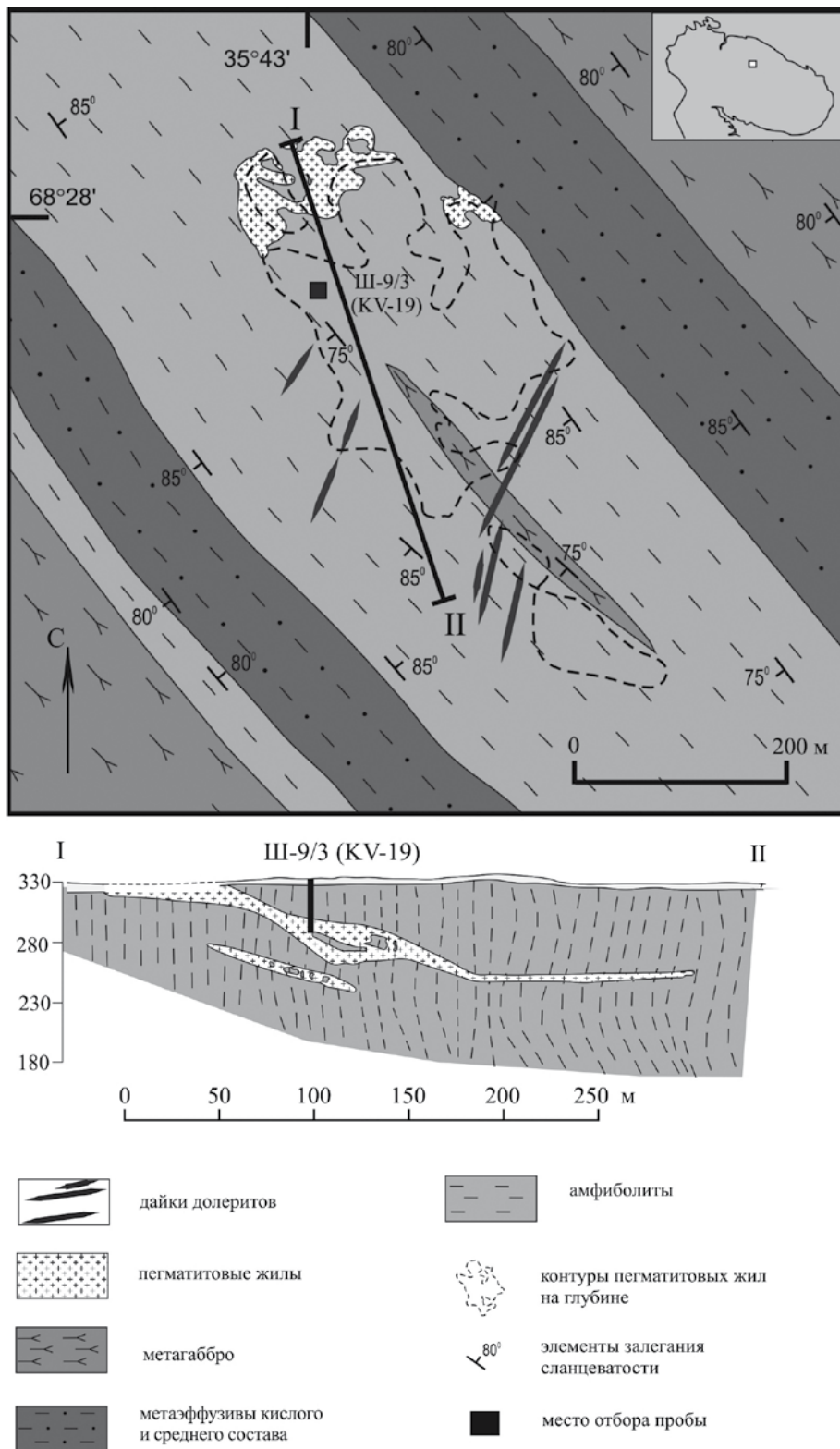


Рис. 1. Схематическая геологическая карта редкометалльного пегматитового месторождения Васин-Мыльк [7].

Таблица 1. Результаты U-Pb изотопных исследований микролита из редкометалльных пегматитов месторождения Васин-Мыльк.

| № обр./ № фракции | Размер фракции, мкм навеска, мг | Содержание, % | | Изотопные отношения | | | | | | Rho | Возраст, млн. лет | | |
|----------------------|------------------------------------|---------------|------|---------------------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|---------|-------------------------------------|--------------------------------------|--|
| | | Pb | U | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb* | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb* | ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb* | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | |
| KV-19/1 | +250, 1.0 | 0.78 | 1.85 | 1203 | 0.1696±1 | 0.04191±2 | 0.4040±12 | 8.874±27 | 0.95 | 2187±7 | 2325±7 | 2448±2 | |
| KV-19/2 | -250+150, 0.9 | 1.58 | 3.73 | 1017 | 0.1715±1 | 0.03879±4 | 0.4024±16 | 8.834±35 | 0.97 | 2180±9 | 2321±9 | 2448±2 | |
| KV-19/3 | +250, 0.8 | 1.75 | 4.44 | 1200 | 0.1696±2 | 0.03361±3 | 0.3754±18 | 8.245±41 | 0.97 | 2055±10 | 2258±11 | 2448±2 | |
| KV-19/4 | -200+150, 0.8 | 1.78 | 4.12 | 1195 | 0.1696±1 | 0.02946±2 | 0.4138±12 | 9.085±27 | 0.97 | 2232±7 | 2347±7 | 2448±1 | |
| KV-19/5 | 250+150, 0.5 | 1.56 | 3.99 | 1288 | 0.1687±1 | 0.03049±2 | 0.3753±11 | 8.229±25 | 0.96 | 2054±6 | 2257±7 | 2445±1 | |
| KV-19/6 | -150+100, 0.7 | 1.60 | 3.59 | 1098 | 0.1711±2 | 0.03358±3 | 0.4240±13 | 9.338±37 | 0.94 | 2279±7 | 2372±9 | 2453±2 | |
| KV-19/7 | -100, 0.6 | 2.19 | 4.79 | 1768 | 0.1668±1 | 0.02626±5 | 0.4417±9 | 9.731±19 | 0.86 | 2358±5 | 2410±5 | 2453±2 | |

Примечание: * Значения исправлены на масс-фракционирование, холостое загрязнение и обычный свинец по модели Стейси-Краммерса [13]. Все погрешности приведены на уровне 2σ и соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

Пегматитовое поле месторождения Васин-Мыльк с продуктивной ассоциацией лепидолит-альбит-микроклин-сподумен-поллуцит расположено среди амфиболитов в северо-западной части пояса. Незначительные по масштабу участки выходов пегматитов на поверхность прослежены на глубину при прохождении шурфов и скважин. Месторождение представлено субпараллельными пологими зональными жилами протяженностью до 220 м при мощности 5 м и падением 10-30° на юго-восток (рис. 1).

Среди разнообразных аксессуарных минералов, часто представленных в исследуемых пегматитах несколькими генерациями, к наиболее ранним относятся минералы группы колумбита-танталита, микролит, симпсонит, а также торолит, минералогия и геохимия которых подробно изложены в монографиях [10, 2]. Микролит ранней генерации характеризуется внутрифазовой неоднородностью, высокими содержаниями урана, свинца, цезия, сурьмы и других элементов [2].

Для U-Pb (TIMS) изотопно-геохронологического исследования использован микролит из пробы пегматитов (KV-19), взятой из отвалов шурфа № 9/3. Микролит представлен идиоморфными кристаллами октаэдрического габитуса размером 0.5-1.0 мм в ребре (рис. 2а). Минерал имеет буровато-коричневый цвет и полупрозрачен. При исследованиях внутреннего строения выявлена внутрифазовая неоднородность микролита: темные в BSE участки неправильной формы образованы при посткристаллизационных процессах изменения минерала, вероятно, метамиктизации. Данный вывод подтверждается повышенной трещиноватостью темных участков, характер которой (разная мощность и разноориентированность трещин) указывает на изменение объема вещества (рис. 2б).

Исследования химического состава выполнены на микроанализаторе Cameca MS-46. Условия анализов: ускоряющее напряжение 22 кВ (31 кВ для Pb и U), ток электронного зонда 20-40 нА. В качестве эталонов были использованы минералы и синтетические соединения: волластонит (Ca), лоренценит (Na), металлы (Nb, Ta, U), галенит (Pb), $\text{LiDy}(\text{WO}_4)_2$ (W).

Для микронзондовых анализов микролита выбраны наименее измененные участки кристаллов - светлые и однородные в BSE, без трещин. Кристаллохимические формулы рассчитаны, исходя из полного за-

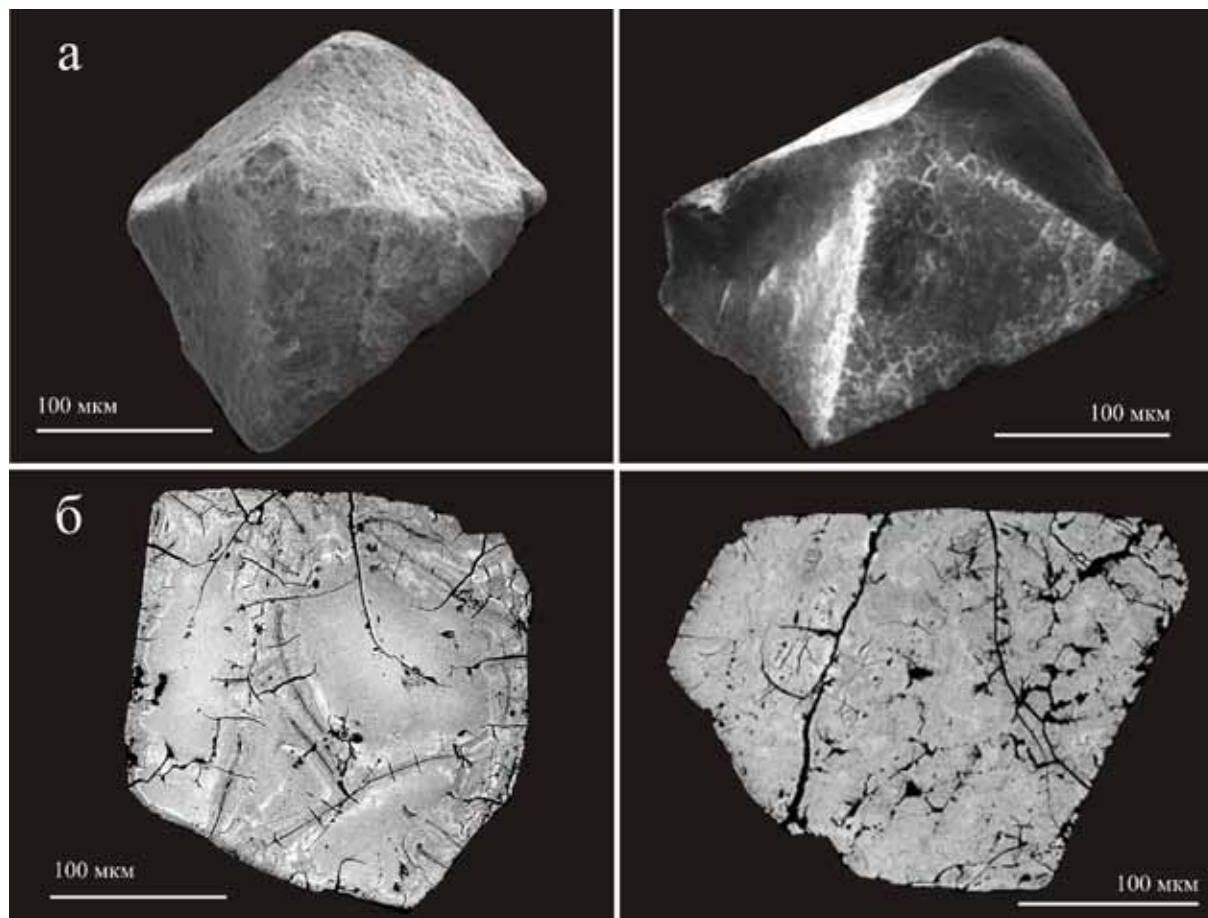
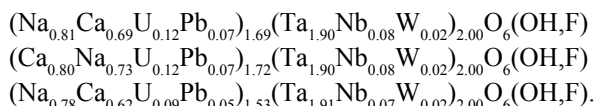


Рис. 2. Микрофотографии кристаллов микролита из редкометалльных пегматитов месторождения Васин-Мыльк. РЭМ LEO 1450: а) в режиме вторичных электронов; б) в режиме отраженных электронов.

полнения позиции B=2 в теоретической формуле минералов группы пироксена $A_{2-m}B_2X_{6-w}Y_{1-n}$, где A=Na, Ca..., B=Ta, Nb, Ti..., X=O, Y=OH, F... [11]:



Разложение микролита и химическое выделение Pb и U проведено по методике Т. Кроу [12]. Уровень холостого опыта за период исследования не превышал 80 пг для Pb и 40 пг для U. Определения изотопного состава Pb и U выполнены на масс-спектрометрах MI1201-T и Finnigan MAT 262 в статическом режиме или с помощью электронного умножителя. Все изотопные отношения исправлены на масс-дискриминацию, аналитические погрешности в U-Pb отношениях составляли 0.5%. Обработку экспериментальных данных рассчитывали по программам «PBDAT» и «ISOPLOT». При расчете использовались принятые значения констант распада урана [14]. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

Для U-Pb геохронологических исследований навески составлялись приблизительно из 5-10 полупрозрачных и наименее трещиноватых зерен размером 100-300 мкм. Внешние поверхностные участки зерен были предварительно удалены при помощи ультразвуковой ванны УЗВ-7, в которую помещались кристаллы микролита в растворе 7N HNO₃. Дискордия, построенная для 7 измеренных фракций микролита, имеет верхнее пересечение с конкордией 2454±8 млн. лет, СКВО=2.5, нижнее пересечение 89±69 млн. лет отвечает современным потерям свинца. Степень дискордантности аналитических данных для двух навесок зерен микролита размером не более 100 мкм, составила менее 5% (табл. 1, рис. 3.) Таким образом, полученное значение возраста отвечает времени кристаллизации микролита и, соответственно, связанного с ним редкометалльного оруденения.

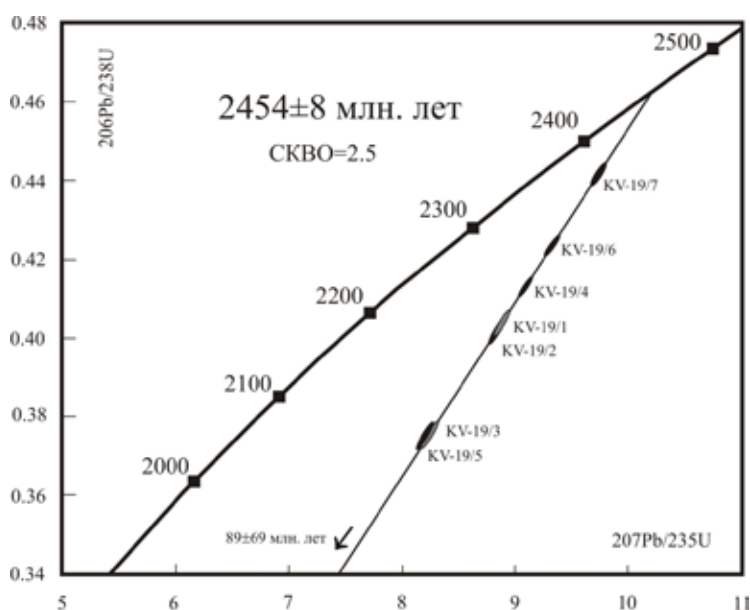


Рис. 3. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для микролита из редкометалльных пегматитов месторождения Васин-Мыльк.

Исходя из полученного U-Pb возраста микролита, возможными материнскими гранитами для редкометалльных пегматитов месторождения Васин-Мыльк могли служить турмалиновые граниты с возрастом около 2.5 млрд. лет. Возрастные характеристики, полученные для большинства известных в пределах региона плагиогранитов, микроклиновых гранитов и амфибол-биотитовых гранодиоритов отвечают позднеархейскому времени ~2.7-2.6 млрд. лет. Несмотря на возрастную близость исследуемых пегматитов и турмалиновых гранитов, для более корректного отнесения последних к материнским породам необходимы дополнительные минералогические и геохимические исследования, поскольку достаточно часто разрыв во времени между гранитами и пространственно ассоциирующими с ними пегматитами может достигать десятков и даже сотен миллионов лет. Например, возраст щелочных гранитов в Кейвской структуре составил 2.67 млрд. лет, а время ассоциирующих с ними амазонитовых пегматитов определено в 1.7 млрд. лет [1]. Минералы группы пироксена могут использоваться в качестве геохронометров геологических процессов в гранитных пегматитах, щелочных гранитах и карбонатитах.

Мы благодарны Волошину А.В. за критические замечания при проведении данного исследования. Пахомовскому Я.А. за определения состава микролита, Селивановой Е.А. за проведение рентгеноструктурного анализа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. С-Пб.: Наука, 2004. 176 с.

2. Волошин А.В., Пахомовский Я.А. Минералогия тантала и ниобия в редкометалльных пегматитах. Л.: Наука, 1988. 240 с.
3. Гинзбург А.И., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г. Основы геологии гранитных пегматитов. М.: Недра, 1979. 296 с.
4. Гордиенко В.В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л.: Недра, 1970. 240 с.
5. Кудряшов Н.М., Гавриленко Б.В., Апанасевич Е.А. Возраст пород архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья: новые U-Pb данные // Геология и полезные ископаемые Северо-Запада и Центра России: Матер. X Молодеж. конф. К. Кратца. Апатиты. 1999. С. 66-70.
6. Маслеников В.А. Стратиграфия свит Полмос и Порос. Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1963. Вып 15. С. 69-72.
7. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской обл. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2002. 359 с.
8. Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И. Геохронологические реперы докембрия Кольского п-ова. Л.: Наука, 1978. 136 с.
9. Редкометалльные пегматиты. Гранитные пегматиты. Под ред. Б.М. Шмакина. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1997. 286 с.
10. Соседко А.Ф. Материалы по геологии и геохимии гранитных пегматитов. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 152 с.
11. Atencio D., Andrade M.B., Christy A.G. *et.al.* The pyrochlore supergroup of minerals: nomenclature // The Canadian Mineralogist. 2010. V. 48. P. 673-698.
12. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal dissolution of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485-494.
13. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207-221.
14. Steiger R.H., Jäger E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. № 3. P. 359-362.

НОВЫЕ Sm-Nd ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ ПОРОД ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МАССИВА МОНЧЕТУНДРА (КОЛЬСКИЙ П-ОВ)

Кунаккузин Е.Л.^{1,2}, Борисенко Е.С.², Серов П.А.²

¹ ФГБОУ ВПО МГТУ, Мурманск, kunakkuzin_evgeniy@mail.ru

² Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

NEW Sm-Nd ISOTOPE-GEOCHEMICAL DATA FOR THE ROCKS OF SOUTH-EASTERN PART OF THE MONCHETUNDRA MASSIVE (KOLA PENINSULA)

Kunakkuzin E.L.^{1,2}, Borisenko E.S.², Serov P.A.²

¹ Murmansk State Technical University, Murmansk

² Geological Institute, Kola Science Centre RAS, Apatity

Массив Мончетундра расположен в центральной части Кольского полуострова и является юго-восточной частью интрузии Главного хребта. Структурно-тектоническое положение интрузива определяется его приуроченностью к области сочленения Беломорского и Центрально-Кольского мегаблоков с палеорифтогенной Печенга-Имандра-Варзугской структурой. Массив имеет форму вытянутого в северо-западном направлении овала, его протяженность около 30 км, ширина 2-6 км, общая площадь интрузива около 120 кв. км. С востока и юго-востока массив отделен от Мончеплутона мощной зоной бластокатаклизмов и бластомилонитов, с запада ограничен Витегубско-Сейдозерским разломом [4].

В строении массива Мончетундра разными исследователями выделяется от двух до пяти зон [2, 4, 6, 8]. По данным полевых исследований 2011 и 2012 гг. в пределах юго-восточной части массива района были выявлены следующие основные разновидности горных пород: трахитоидные средне - крупнозернистые габбронориты, массивные средне - крупнозернистые лейкогаббронориты, габбронорит-анортозиты, ам-

фибололизированные лейкогаббро, габбропегматиты, метагабброиды. В породах массива встречаются дайки габбродолеритов и метадолеритов северо-западного направления, а так же редкие интрузии меланократовых троктолитов. Массив осложнен большим количеством разломов. Многие из них проходят по контактам пород, что осложняет изучение их взаимоотношений между собой. Для решения этой проблемы помимо интерпретации петрографических и петрохимических данных были проведены изотопно-геохимические исследования.

Таблица 1. Данные U-Pb возрастов для пород массива Мончетундра.

| № п/п | Проба | Название породы | U-Pb возраст, млн. лет | Источник |
|-------|---------|---|------------------------|------------------------------------|
| 1 | MT-5 | метагаббро | 2521±8 (zr) | Баянова и др., 2010 |
| 2 | 18/106 | дайка ферродолерита | 2505±26 (zr) | Нерович и др., 2011 |
| 3 | M55 | трахитоидный габбронорит | 2505±6 (zr) | Расслоенные интрузии... Ч. 2, 2004 |
| 4 | M6 | трахитоидный габбронорит | 2501±8 (zr) | Расслоенные интрузии... Ч. 2, 2004 |
| 5 | 7/106 | массивный габбронорит-анортозит | 2476±17 (bd) | Баянова и др., 2010 |
| 6 | 1/106 | массивный лейкогаббронорит | 2471±9 (bd) | Баянова и др., 2010 |
| 7 | MT-4 | массивный габбро-анортозит | 2456±5 (bd) | Баянова и др., 2010 |
| 8 | ГХ-1-90 | массивный крупнозернистый габбро-анортозиты | 2453±4 (zr) | Митрофанов и др., 1993 |

Данные U-Pb возрастов по цирконам и бадделеитам (табл. 1) для пород массива Мончетундра свидетельствуют о его полихронности. На ранней стадии формирования массива произошло внедрение габброидов, которые имеют сильно измененный облик за счет интенсивного метаморфизма. На следующей стадии образовались трахитоидные габбронориты. Массивные лейкократовые габбронориты и габбро-анортозиты были сформированы около 2470 млн. лет, и позднее около 2450 млн. лет. Возраст метаморфизма, определенный Sm-Nd методом для данных пород по вторичным метаморфическим минералам (гранат, ильменит, плагиоклаз), равен 2020±50 и 2017±38 млн. лет (рис. 1), который очень близок времени заложения Мончетундровского разлома, разделяющего массивы Мончетундра и Мончеплутон [9].

Для интерпретации изотопно-геохимических Sm-Nd данных для пород юго-восточной части массива Мончетундра был выбран 31 анализ из проб отобранных в 2011-2012 годах во время полевых исследований, а так же из литературных источников [1, 4]. Измерения изотопного состава Nd и концентраций Sm и Nd проводились в лаборатории геохронологии и изотопной геохимии ГИ КНЦ РАН на семиканальном твердофазном масс-спектрометре *Finnigan-MAT 262 (RPQ)* в статическом двухленточном режиме с использованием рениевых и танталовых лент.

На основании Sm-Nd изотопно-геохимических исследований пород юго-восточной части массива можно сделать следующие основные выводы (рис. 2):

1. Трахитоидные габбронориты характеризуются модельными возрастными протолитов исходных магм в интервале от 3.2 до 3.3 млрд. лет и отрицательными значениями ϵ_{Nd} от -1.12 до -0.12.

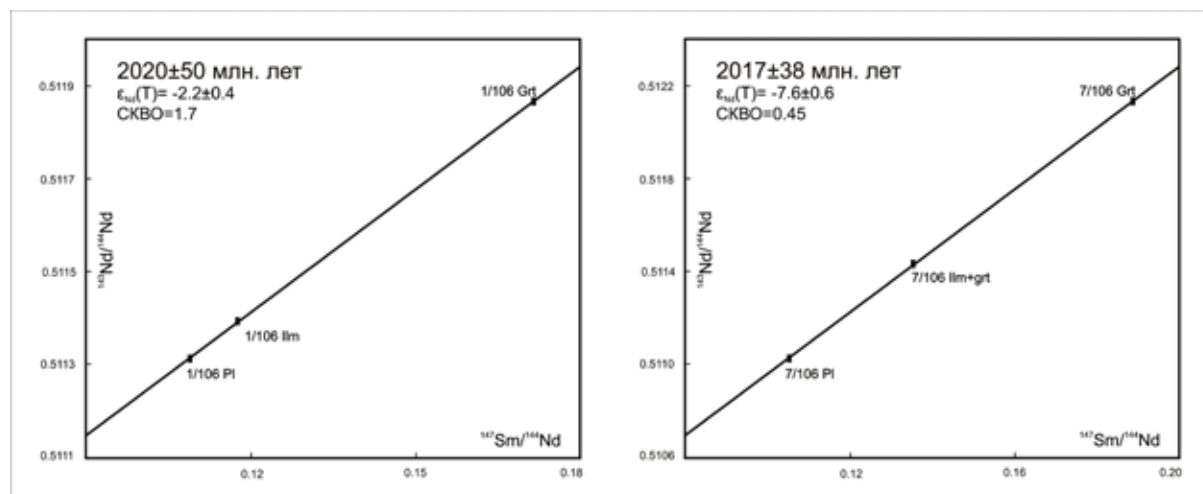


Рис. 1. Изотопные Sm-Nd изохроны по метаморфическим минералам из массивных габброидов г. Мончетундры.

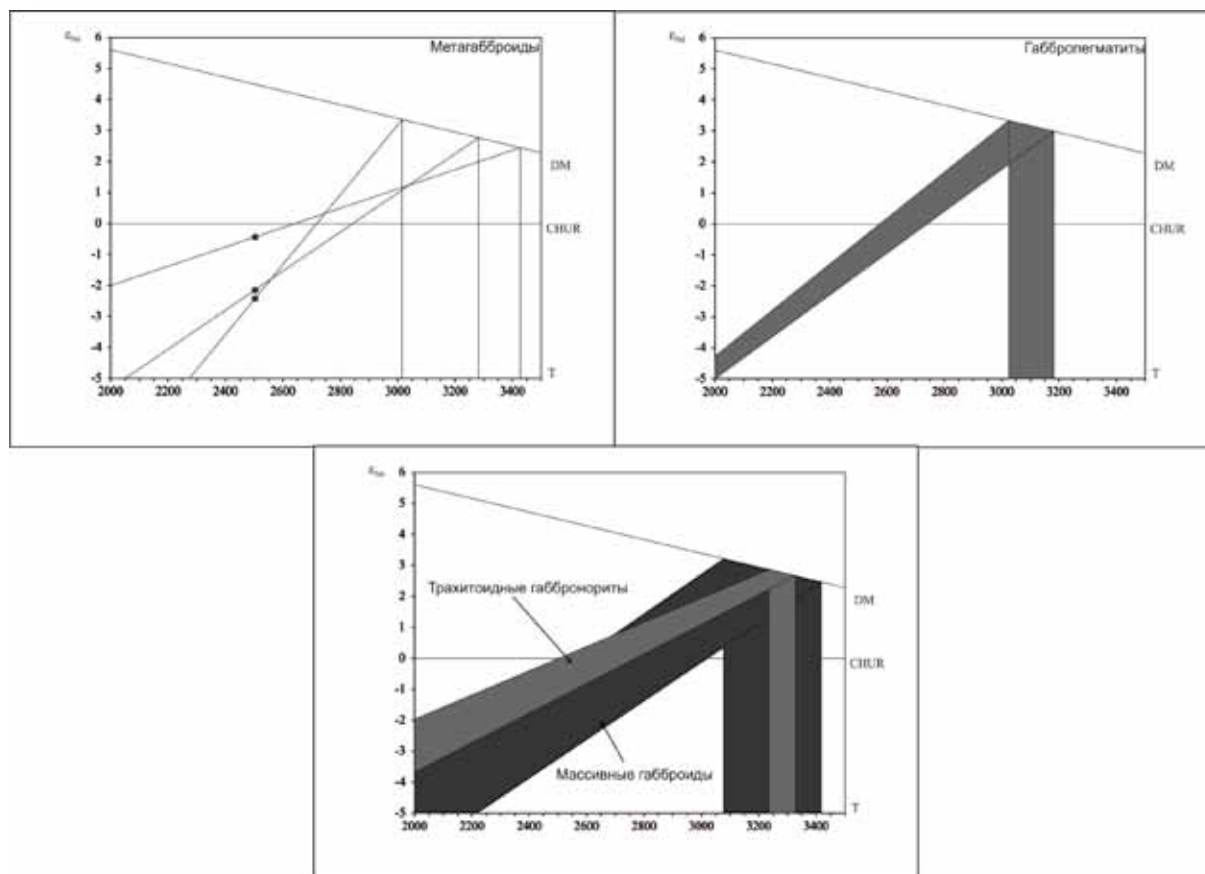


Рис. 2. Диаграмма ϵ_{Nd} -T для пород юго-восточной части массива Мончетундра.

2. Массивные габбронориты имеют отрицательные значения ϵ_{Nd} от -3.19 до -0.14; и модельные возраста протолитов исходных магм от 2.9 до 3.4 млрд. лет.

3. Габбропегматиты характеризуются отрицательными значениями ϵ_{Nd} от -1.26 до -0.63 и модельными возрастами протолитов от 3.0 до 3.2 млрд. лет.

4. На основе изотопно-геохимических Sm-Nd данных для метагабброидов не наблюдается закономерного эволюционирования Nd. Породы характеризуются отрицательными значениями ϵ_{Nd} , а также палео- и мезозархейскими значениями модельных возрастов.

5. Изотопно-геохимические Sm-Nd данные свидетельствуют о происхождении габброидов массива из мантийного источника, обогащенного литофильными элементами, что подтверждается данными на диаграммах ϵ_{Nd} -ISr по литературным источникам [9].

Исследования проводятся при финансовой поддержке грантов РФФИ №№ 11-05-00570, 13-05-00493, офи-м 13-05-12055 и программ ОНЗ РАН № 4, IGCP-SIDA 599.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баянова Т.Б., Нерович Л.И., акад. Митрофанов Ф.П. и др. Мончетундровский базитовый массив Кольского региона: новые геологические и изотопно-возрастные данные // Докл. АН. 2010. Т. 431. № 2. С. 216-222.
2. Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А. и др. U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского п-ова // Докл. АН. 1993. Т. 331. № 1. С. 95-98.
3. Назимова Ю.В., Райан Г.Д. Геологоразведочные работы на платиноиды компании «Евразия майнинг» на Кольском п-ове // проект Итеррег-Тасис. 2008. С. 79-88.
4. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э. и др. Новые данные по геологии, петрографии, изотопной геохимии и ЭПГ минерализации Мончетундровского массива // Вестник МГТУ. 2009. Т. 12. № 3. С. 461-477.
5. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Серов П.А. Геохимические и изотопно-геохимические характеристики долеритовых даек Мончетундровского массива, Кольский п-ов // Матер. III Росс. конф. по проблемам гео-

- логии и геодинамики докембрия «Проблемы плейт- и плюм-тектоники докембрия» (25-27 октября 2011). СПб. С. 127-129.
6. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение (под ред. Митрофанова Ф.П., Смолькина В.Ф.). Ч. 1. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. 177 с.
 7. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение (под ред. Митрофанова Ф.П., Смолькина В.Ф.). Ч. 2. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. 177 с.
 8. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Чистяков А.В. и др. Геология и металлогения Мончегорского расслоенного рудоносного комплекса // Российская Арктика. Геологическая история. Минерагенция. Геоэкология (под ред. Д.А. Додин, В.С. Сурков). СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 485-494.
 9. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Беляцкий В.Б. и др. Время формирования Мончетундровского разлома (Кольский п-ов) на основе изотопных Sm-Nd и Rb-Sr анализов метаморфических парагенезисов // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Тез. Докл. II Росс. конф. по изотопной геохронологии, 25-27 ноября 2003. СПб. 2003. С. 40-43.
 10. Bayanova T., Ludden J., Mitrofanof F. Timing and duration of Paleoproterozoic events producing ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenic, petrological and geodynamic implications// Geological Society, London, Special Publication. 2009. V. 323. P. 165-198.

**ГЛИНОЗЕМИСТЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ УМБИНСКОГО БЛОКА
ЛАПЛАНДСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА КАК ФРАГМЕНТ
АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ЗОНЫ
СУБДУКЦИИ (ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ)**

Лохов К.И.¹, Глебовицкий В.А.^{1,2}, Бушмин С.А.²

¹ Геологический факультет СПбГУ, Санкт-Петербург, k.lokhov@spbu.ru

² ИГГД РАН, Санкт-Петербург

**ALUMINOUS METAMORPHIC ROCKS OF THE UMBA BLOCK OF LAPLAND GRANULITE
COMPLEX AS AN FRAGMENT OF ACCRETIONARY PRISM OF PALEOPROTHEROZOIC
SUBDUCTION ZONE (ISOTOPIC EVIDENCES)**

Lokhov K.I.¹, Glebovitsky V.A.^{1,2}, Bushmin S.A.²

¹ Geological faculty of St.Petersburg State University, St.Petersburg

² IPGG RAS, St.Petersburg

Высокоглиноземистые гнейсы и сланцы характерны для большинства метаморфических комплексов, и характеризуются присутствием таких минералов, как силлиманит, кианит, ставролит, андалузит, кордиерит и др. Обычно такие породы рассматриваются, как результат метаморфизма осадочных пород, содержащих значимое количество глинистой компоненты. Но иногда петрологические и геохимические данные показывают, что они являются метасоматическими образованиями, возникающими при процессах кислотного выщелачивания в широком диапазоне P-T параметров. Тем не менее, в большинстве случаев генезис таких пород является дискуссионным, поэтому необходимы дополнительные критерии. Таковыми могут являться изотопно-геохимические критерии, в частности, основанные на специфическом поведении Lu-Hf изотопной системы в осадочных породах.

В эндогенных процессах эта изотопная система ведет себя абсолютно аналогично Sm-Nd изотопной системе, однако в осадочном процессе – принципиально отлично. В случае накопления глинистых осадков в континентальных условиях величина Lu/Hf отношения в глинах практически мало отличается от таковой в исходных кислых и средних магматических или метаморфических породах: Lu/Hf = 0.09-0.12 [8 и др.], что соответствует отношению $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.012-0.017$, т.е. каолиновые глинистые осадки континентальных обстановок по величине Lu/Hf отношения практически неотличимы от исходных эндогенных пород. В случае осадконакопления в морских бассейнах, терригенные породы характеризуются низкой величиной отношения $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} < 0.015$ за счет присутствия минералов-концентраторов гафния, в частно-

сти детритовых цирконов, а глинистые пелагические (иллит-монтмориллонитовые пелагические «красные глины») – наоборот исключительно высокой ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} > 0.05$) за счет сорбции глинистыми минералами тяжелых РЗЭ [9, 10 и др.]. В предельном случае, глины пелагических осадков океанов, полностью свободные от терригенной компоненты, имеют величину Lu/Hf отношения более единицы и соответственно $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} > 0.14$ [9, и др.].

Различная величина Lu/Hf отношения в породах позволяет различать глиноземистые метаморфические породы по генезису. В случае развития глиноземистых метасоматитов по магматическому субстрату, или метаморфизма каолиновых глин, продуктов выветривания на континенте, в новообразованные цирконы будет захвачен гафний из протолита с диапазоном величины Lu/Hf отношения, характерного для эндогенных пород ($0.015 < ^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} < 0.0384$). Поэтому изотопный состав гафния в новообразованных цирконах не будет значимо отличаться от такового в исходной породе, и соответственно от такового в реликтовых магматических цирконах. Цирконы, кристаллизующиеся при метаморфизме пелагических глинистых осадков с аномально высокой величиной отношения $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} > 0.1$, будут захватывать при кристаллизации аномально радиогенный гафний, генерированный в породе за счет радиоактивного распада ^{176}Lu *in situ*.

Мы проверили эти теоретические предпосылки при изучении U-Pb и Lu-Hf изотопных систем в цирконах при помощи локальных методов анализа «в одной точке» по методике [5] (SIMS SHRIMP-II, LA-MC-ICPMS/DUV193 в ЦИИ ВСЕГЕИ) из глиноземистых пород из комплекса Лапландских гранулитов [6]: глиноземистых метаосадков (кондалитов) из Умбинского покрова, имеющих первично-осадочную природу [1, 2] и глиноземистых НР-НТ метасоматитов по магматическим породам из Порьегубского покрова (о. Паленый) [3]. Оба этих комплекса имеют возраст гранулитового метаморфизма около 1905-1910 млн. лет [2, 3].

В образцах из НР-НТ метасоматитов по основному субстрату все, за исключением образца Б1016, содержат гранулитовые незональные в СL цирконы без видимых ядер (тип 3) с возрастом кристаллизации (по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) 1850-1910 млн. лет. Образец Б1016 содержит магматические ядра с осцилляторной в СL зональностью (тип 1) с возрастом 1950-1965 млн. лет и метаморфические каймы обрастания (тип 2) с возрастом 1850-1930 млн. лет. Вещество цирконов типа 1 кристаллизовались в магматическом протолите, а типа 2 и 3 при гранулитовом метаморфизме и при образовании НТ-НР метасоматитов.

Из пород Умбинского блока были выделены и изучены цирконы трех типов: удлиненные светлые ядра кристаллов с четкой магматической осцилляторной зональностью (тип 1) с возрастом в диапазоне 2300-2850 млн. лет, округлые кристаллы со структурой «темное незональное ядро – темная грубо зональная оболочка» (тип 2) и длиннопризматические недеформированные кристаллы с грубой полосчатой зональностью в СL (тип 3). В этих породах вещество цирконов 1 типа являются реликтовыми детритовыми, а цирконы 2 и 3 типов – метаморфогенными с возрастом кристаллизации 1830-2100 млн. лет.

Начальный изотопный состав гафния в цирконах из обсуждаемых пород приведен на рис. 1 и 2. Приведены линии эволюции изотопного состава гафния в деплетированной мантии DM, однородном хондритовом резервуаре CHUR и коре CRUST. Для пород Умбинского блока пунктиром показана линия эволюции изотопного состава гафния в глинистой компоненте с высоким Lu/Hf отношением.

Данные показывают, что в случае глиноземистых метасоматических пород из Порьегубского покрова (о. Паленый, рис. 1) как в древних ядрах (тип 1), так и в оболочках (тип 2) образца Б1016, а также в гранулитовых цирконах типа 3 (образцы БЛГ, Б870-22, Л4-2, Л4-6) гафний практически не отличается по изотопному составу, следовательно, метаморфогенные цирконы кристаллизовались в среде эндогенно-

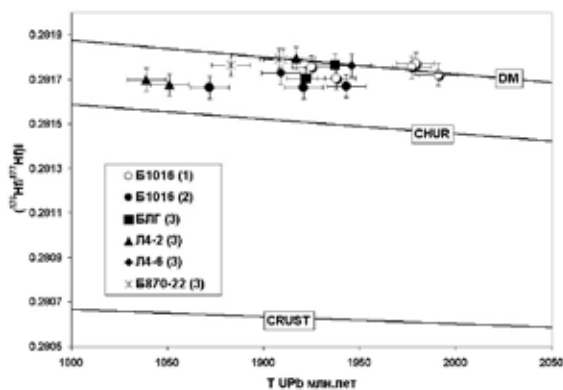


Рис. 1. НР-НТ метасоматиты Порьей губы.

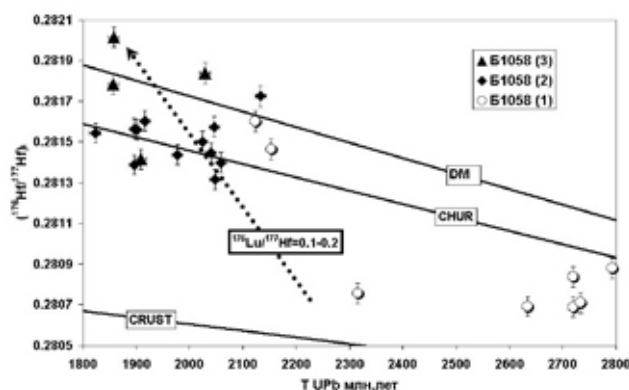


Рис. 2. Кондалиты Умбинского блока.

го протолита с «нормально магматическим» диапазоном величины отношения 0.015 (среднее по коре) $< {}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf} < 0.384$ (деплетированная мантия).

В породах из Умбинского покрова (рис. 2) детритовые ядра цирконов (тип 1) демонстрируют возраст интервал 2300-2850 млн. лет, следовательно возраст осадконакопления не более 2300 млн. лет, а метаморфогенные цирконы типов 2 и 3 имеют существенно более радиогенный гафний. Величина начального отношения изотопов гафния в некоторых из метаморфогенных цирконах типа 2 и 3 повышена, и даже в некоторых случаях превышает таковую в деплетированной мантии (DM) того времени. Столь радиогенный гафний был образован за счет распада в породе *in situ* ${}^{176}\text{Lu}$ в среде с аномально высокой для магматических пород величиной Lu/Hf отношения. Следовательно, и с точки зрения геохимии изотопов гафния, изученные нами Порьегубские глиноземистые породы являются метасоматитами по эндогенному субстрату, а Умбинские породы – метаморфизованные осадки со значимым количеством компоненты пелагических глин, в которой величина отношения ${}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf}$ составляла не менее 0.1-0.2 (рис. 2).

Изотопная Hf-Nd систематика (рис. 3) также показывает, что глиноземистые метасоматиты из Порьегубского покрова являются исходно магматическими, поскольку параметры $\epsilon\text{Nd}(T)$ и $\epsilon\text{Hf}(T)$ принадлежат полю корреляции магматических пород ТА [4]. Соответствующие параметры, как древних ядер, так и метаморфогенных оболочек цирконов из пород Умбинского покрова находятся вне поля ТА, указывая на не магматический генезис цирконов в данной породе. Детритовые ядра цирконов имеют четкую осцилляторную зональность и величину отношения Th/U > 1, что указывает на то, что они кристаллизовались в основных магматических расплавах ювенильного генезиса.

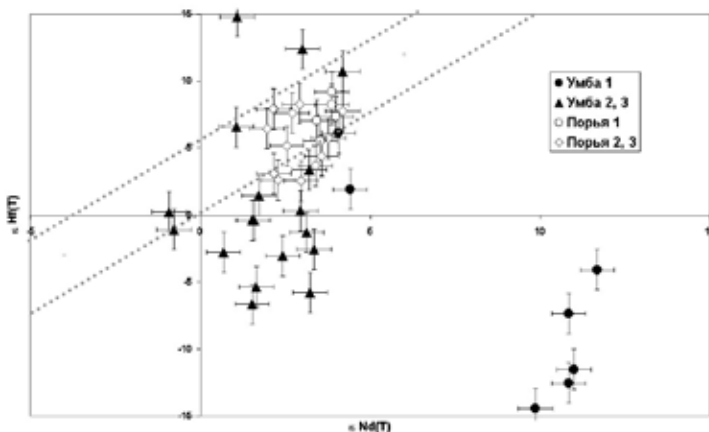


Рис. 3. Hf-Nd изотопная систематика для глиноземистых пород Порьегубского покрова и Умбинского блока. Серыми пунктирными линиями обозначена область корреляции параметров для магматических пород «terrestrial array» (ТА). Типы вещества цирконов обозначены Умба 1, 2 и 3 и Порья 1, 2 и 3.

Исходно Умбинские метаосадки, по-видимому, представляли собой глубоководные осадки в зоне субдукции – так называемую аккреционную призму. Осадочные породы аккреционной призмы, содержат как пелагические осадки, так и некоторое количество терригенной компоненты, поступающей с континентального склона.

Нам представляется, что предлагаемая изотопно-геохимическая методика определения генезиса высокоглиноземистых пород в метаморфических комплексах может являться мощным инструментом и решающим аргументом для анализа таких пород, генезис которых до сих пор вызывают дискуссии, поскольку традиционные петрологические и геохимические методы не дают однозначных результатов. Также такой подход может являться важным инструментом для геодинамических реконструкций докембрия: некоторые из метаморфических глиноземистых пород могут являться маркерами, указывающими на местоположение древних зон субдукции.

Работа была выполнена при финансовой поддержке грантов СПбГУ 3.37.81.2011 и 3.37.86.2011. Геологический материал собран на территории Кандалакшского государственного природного заповедника (Порья губа) при поддержке его руководства и сотрудников.

Глиноземистые породы Порьегубского покрова по-видимому, развивались по основным вулканитам с возрастом кристаллизации около 1965 млн. лет [3] и модельным возрастом по гафнию, рассчитанному по двухстадийной модели $T_{\text{Hf}}\text{DM}_2$ – порядка 2250-2450 млн. лет. Полученные оценки находятся в согласии с геодинамическими реконструкциями развития палеопротерозойского океана южнее Кольского кратона [1, 7]. Наиболее древние из магматических ядер цирконов Умбинских метаосадков имеют возраст кристаллизации 2720-2850 млн. лет, а расчетная величина $T_{\text{Hf}}\text{DM}_2$ составляет 3850-4100 млн. лет, что позволяет предположить существование палеоархей-гадейской континентальной коры в Кольском кратоне.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балаганский В.В., Каулина Т.В., Кислицин Р.В. Колвицкий меланж и Умбинский террейн как новый тип структур палеопротерозоя северо-востока Балтийского щита / Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита. Матер. X Всеросс. петрограф. сов. Апатиты. 2005. Т. 3. С. 38-41.
2. Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А. и др. Термодинамический режим свекофеннского (1.9 млрд. лет) метаморфизма Умбинского покрова Лапландского коллизионного орогена // Петрология. 2009. Т. 17. № 4. С. 355-377.
3. Бушмин С.А., Глебовицкий В.А., Савва Е.В. и др. Возраст высокобарического метасоматоза в зонах сдвиговых деформаций при коллизионном метаморфизме в Лапландском гранулитовом поясе: U-Pb SHRIMP II датирование цирконов из силлиманит-гиперстеновых пород Порьегубского покрова // Докл. АН. 2009. Т. 428. № 6. С. 1-5.
4. Лохов К.И., Салтыкова Т.Е., Капитонов И.Н. и др. Корректная интерпретация U-Pb возраста по цирконам на основе изотопной геохимии гафния и неодима (на примере некоторых магматических комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы) // Региональная геология и металлогения. 2009. № 38. С. 62-72.
5. Лохов К.И., Капитонов И.Н., Прасолов Э.М. и др. Экстремально радиогенный гафний в цирконах из докембрийских кальцифиров // Докл. АН. 2009. Т. 425. № 5. С. 660-663.
6. Лохов К.И., Глебовицкий В.А., Пиндюрина Е.О. и др. Изотопная Lu-Hf система в цирконах как индикатор генезиса высокоглиноземистых пород в метаморфических комплексах // Докл. АН. 2013. В печати.
7. Bridgwater D., Scott D.J., Balagansky V.V. *et al.* Age provenance of early Precambrian metasedimentary rocks in the Lapland-Kila belt, Russia: evidence from Pb and Nd isotopic data // Terra Nova. 2001. V. 13. P. 32-37.
8. Nyakairu G.W.A., Koebarl Ch. Mineralogical and chemical composition and distribution of rare earth elements in clay-rich sediments from central Uganda // Geochemical Journal. 2001. V. 35. P. 13-28.
9. Plank T., Langmuir Ch.H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // Chemical Geology. 1998. V. 145. P. 325-394.
10. Van de Fliedert T., Goldstein S.L., Hemming S.R. *et al.* Global neodymium – hafnium isotope systematics – revisited // Earth and Planetary Science Letters. 2007. V. 259. P. 432-441.

ВОЗМОЖНОСТИ ЛОКАЛЬНОГО U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ПО ЦИРКОНАМ И ИЗУЧЕНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ В НИХ ДЛЯ РАСШИФРОВКИ ИСТОРИИ СТАНОВЛЕНИЯ СИНКОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ (ОЛЬХОН-ХАМАРДАБАНСКИЙ ТЕРРЕЙН, ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Макрыгина В.А.¹, Антипин В.С.¹, Толмачева Е.В.², Баянова Т.Б.³

¹ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, vmakr@igc.irk.ru

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

³ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

THE POSSIBILITIES OF LOCAL U-Pb ZIRCON DATING AND STUDYING INCLUSIONS IN ZIRCONS FOR RECONSTRUCTION OF EMPLACEMENT HISTORY OF SYNCOLLISIONAL GRANITOIDS (OL'KHON - KHAMAR-DABAN TERRANE, LAKE BAIKAL)

Makrygina V.A.¹, Antipin V.S.¹, Tolmacheva E.V.², Bayanova T.B.³

¹ Vinogradov Geochemistry Institute SB RAS, Irkutsk, vmakr@igc.irk.ru

² Geology and geochronology Institute of Precambrian RAS, Sanct-Peterburg

³ Geological Institute KSC RAS, Apatity

Проведено изучение гранитоидов о-ва Ольхон и хр. Хамар-Дабан. Оба комплекса включают постепенные переходы от мигматитов и автохтонных гранитов до параавтохтонных и аллохтонных разновидностей и по этим признакам относятся к синколлизонным образованиям. Геохимическое изучение также показало явную зависимость состава гранитоидов от вмещающих их пород [1, 2]. В то же время пестрота составов гранитоидов шаранурского комплекса о-ва Ольхон от известково-щелочных до субщелочных и

редкометалльных разностей привела к необходимости выделения здесь нескольких геохимических типов гранитоидов [3]. Для доказательства их самостоятельности и временных соотношений с хамардабанским комплексом потребовалось уточнение возраста пород эталонных Шаранурского (Ольхон) и Солзанского (Хамар-Дабан) массивов локальным U-Pb методом на SHRIMP-II (ЦИИ ФГУП ВСЕГЕИ) и редкометалльных разностей на масс-спектрометре Finnigan-MAT-262 (ГИ КНЦ РАН, Апатиты).

Локальное U-Pb датирование цирконов из гранатовых и биотитовых гранитов Солзана было проведено на прецизионном вторично-ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург), аналитик Е.Н. Лепехина [4] по общепринятой методике [5]. Изображения цирконов в режиме катодоллюминесценции показывают магматическую зональность, присущую минералу, и расположение точек измерения в пределах зерен. Конкордантные $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрасты, полученные по 10 точкам для каждой пробы, составили $513,6 \pm 4,2$ Ма в GR28 и 503 ± 4 Ма в GR29. Погрешность единичного измерения (2σ) составила около 2%. На гистограммах значений возрастов (рис. 1) видно, что возрастные метки ядер цирконов четко отделены от значений внешних оболочек.

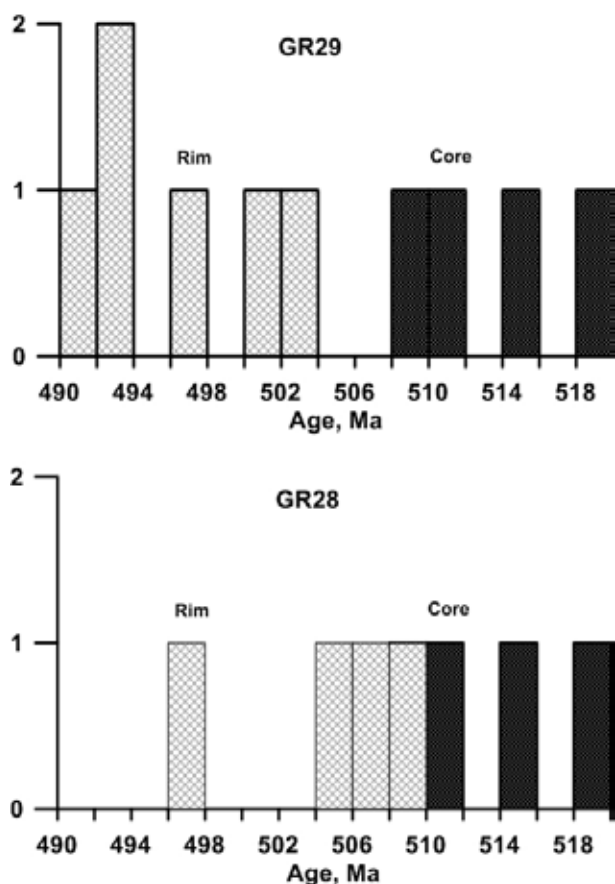


Рис. 1 Гистограммы значений возраста в ядрах и оболочках цирконов проб GR28 и GR29, Солзан.

кристаллизованные расплавные включения. Ядра обрастают оболочкой с возрастом 483 ± 10 Ма, содержащей слабо раскристаллизованные расплавные включения, что свидетельствует о резком подъеме блока, скорее всего, в процессе перехода от покровных к взбросо-сдвиговым движениям. Завершается рост цирконов внешней оболочкой с возрастом 456 ± 10 Ма и флюидными включениями метаморфогенного генезиса. Продолжительность кристаллизации шаранурских гранитоидов также составляет около 15-20 млн. лет. Однако, если хамардабанские гранитоиды начали выплавляться на коллизионном покровно-надвиговом этапе тектогенеза, то кристаллизация шаранурских гранитов происходила на позднеколлизионном этапе сдвигового тектогенеза. Следует особо подчеркнуть, что такие подробности истории кристаллизации гранитоидов можно установить, только изучая одновременно возраст последовательных зон кристаллизации цирконов и эволюцию в них включений – расплавных, флюидных и ксеногенных.

Разница небольшая – 5-15 млн. лет, но она устойчива и свидетельствует о постепенной, растянутой во времени кристаллизации гранитного расплава. Несмотря на то, что пробы были взяты из параавтохтонной части массива, Е.В. Толмачевой в цирконах были обнаружены расплавные включения разной степени раскристаллизации. В нескольких зернах найдены включения ксеногенных цирконов: корродированные с возрастом $529,7 \pm 6,7$ Ма и неизменное – 778 ± 12 Ма. Таким образом, локальные U-Pb датировки на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP-II показали: 1) чисто магматические цирконы гранитных выплавов в Солзанском массиве начали кристаллизоваться 516-515 млн. лет назад, и завершился этот процесс после декомпрессии 505-490 млн. лет назад; 2) ксеногенные цирконы не переработаны полностью процессом анатексиса и представлены: метамиктными, по-видимому, древними черными цирконами, богатыми ураном, и ксеногенными цирконами с возрастными от 530 до 780 млн. лет, в разной мере переработанными флюидами и остаточными расплавами. Источником рифейских цирконов могли служить самсунурские гранитоиды Гарганской глыбы.

Этим же методом было проведено датирование цирконов из центральной части Шаранурского гранитоидного купола [6]. Возраст ядер цирконов пробы ПО2519 равен 505 ± 12 Ма. Они содержат полностью рас-

U-Pb датирование цирконов из редкометалльных разностей и слабо изученных щелочных сиенитов о-ва Ольхон проводилось Т.Б. Баяновой на масс-спектрометре Finnigan-MAT-262 (ГИ КНЦ РАН, Апатиты) по методике [7]. Возраст бериллоносного пегматоидного гранита ШРН-65 (падь Ташкиной, о-в Ольхон) оказался намного моложе шаранурских гранитов – 390 ± 5 Ма, что свидетельствует о новом для Ольхона этапе гранитоидного магматизма (табл. 1, рис. 2).

Таблица 1. Изотопные U-Pb данные для циркона из пегматоидного гранита с бериллом, о-в Ольхон, падь Ташкиной (проба ШРН-65.)

| Проба № | Навеска (мг) | Содержание, ppm | | Изотопный состав свинца ¹⁾ | | | Изотопные отношения и возраст, млн. лет ²⁾ | | | Rho |
|---------|--------------|-----------------|--------|---|---|---|---|--|---|------|
| | | Pb | U | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | |
| 1 | 0.70 | 246.8 | 3089.3 | 217 | 8.1289 | 4.7519 | 0.480486 | 0.063620 | 449 | 0.64 |
| 2 | 0.50 | 225.9 | 2805.1 | 200 | 7.5124 | 4.3125 | 0.479834 | 0.062253 | 622 | 0.22 |
| 3 | 0.60 | 272.7 | 3367.3 | 188 | 7.4899 | 4.1967 | 0.464459 | 0.061754 | 441 | 0.59 |

¹⁾ Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.08 нг для Pb и 0.04 нг для U и масс-дискриминацию 0.12 ± 0.04 %.

²⁾ Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели Стейси и Крамерса [8].

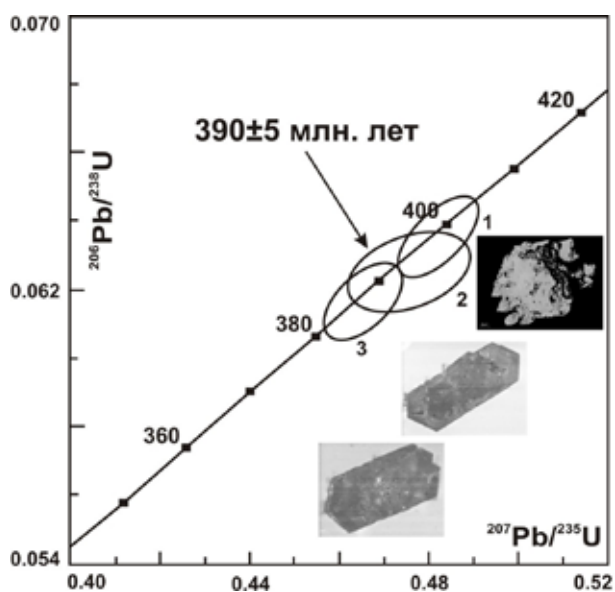


Рис. 2. U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из пегматоидного гранита с бериллом, проба ШРН65.

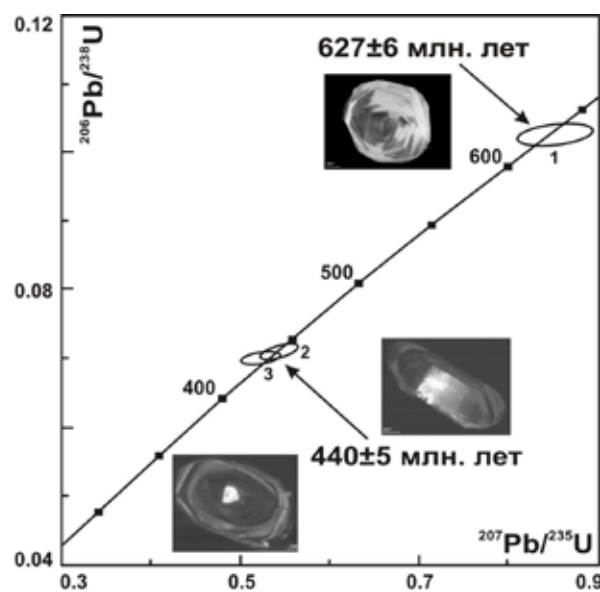


Рис. 3. U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из калищатового сиенита, о.Ольхон, мыс Будун (проба ПО1004-1006).

Таблица 2. Изотопные U-Pb данные для циркона из калищатового сиенита, о-в Ольхон, мыс Будун (проба ПО-1004-1006.)

| Проба № | Навеска (мг) | Содержание, ppm | | Изотопный состав свинца ¹⁾ | | | Изотопные отношения и возраст, млн. лет ²⁾ | | | Rho |
|---------|--------------|-----------------|-------|---|---|---|---|--|---|------|
| | | Pb | U | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | |
| 1 | 0.40 | 5.1 | 36.2 | 313 | 8.6798 | 2.5577 | 0.858713 | 0.102171 | 642 | 0.46 |
| 2 | 0.40 | 6.6 | 75.7 | 405 | 9.2943 | 3.9141 | 0.544543 | 0.070682 | 454 | 0.51 |
| 3 | 0.20 | 15.7 | 166.2 | 246 | 7.9692 | 2.7426 | 0.525704 | 0.069811 | 455 | 0.47 |

¹⁾ Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.08 нг для Pb и 0.04 нг для U и масс-дискриминацию 0.12 ± 0.04 %.

²⁾ Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели Стейси и Крамерса [8].

Измерения U-Pb изотопного состава двух разновидностей цирконов из щелочных сиенитов Будунского массива дали два значения – 440 ± 5 и 627 ± 6 Ма (табл. 2, рис. 3). Первая, вероятно, соответствует возрасту сиенитов, а вторую трудно интерпретировать иначе, чем ксеногенный циркон, но сле-

дует проверить. Подобные цифры получал для метаморфитов зоны на границе ольхонской и ангинской толщ Д.П. Гладкочуб [9]. Сиениты плохо обнажены, залегают в ольхонских биотитовых мигматитах, с юга у их контакта развит корундсодержащий десилицированный пегматит, а с юго-запада – крупное тело ортит-полевошпатового пегматита с ксенолитами пироксенитов обнажающегося южнее Будунского массива габбро-пироксенитовых пород. Их взаимоотношения и природа связи будут еще изучаться. А по возрасту сиениты (440 Ма) попали между шаранурскими гранитами (505-475 Ма) и редкометалльными пегматоидными гранитами (390 Ма). Их состав варьирует от калишпатовых до нефелин- и корундсодержащих разновидностей и, в отличие от сиенитов Тажерана, они богаты Zr и REE.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 11-05-00515а, Интеграционного проекта СО РАН ОНЗ-10.3 и Научной школы НШ-6153.2012.5 РО 8752.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Макрыгина В.А. Геохимия метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. Новосибирск: Наука, 1981. 199 с.
2. Макрыгина В.А., Петрова З.И. Геохимия мигматитов и гранитоидов Приольхонья и острова Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия. 1996. № 7. С. 637-649.
3. Антипин В.С., Горлачева Н.В., Макрыгина В.А. и др. Состав и геохимическая типизация гранитоидов острова Ольхон (шаранурский комплекс) // Докл. АН. 2012. Т. 445. № 2. С. 174-178.
4. Макрыгина В.А., Антипин В.С., Лепехина Е.Н. и др. Генетические особенности и первые данные о U-Pb возрасте Солзанского гранитоидного массива, Хамар-Дабан (Прибайкалье) // Докл. АН. 2013. № 2. Т. 449.
5. Williams I.S. In: Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. McKibben M.A., Shanks W.C. and Ridley W.I. (eds). Reviews in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1-35.
6. Макрыгина В.А., Толмачева Е.В., Лепехина Е.Н. История кристаллизации гранитоидов шаранурского и хайдайского комплексов Ольхонского региона по цирконам (SHRIMP-II), Западное Прибайкалье // Матер. Всеросс. конф. «Новые горизонты в изучении процессов магма- и рудообразования» 8-11 ноября М.: ИГЕМ, 2010. С. 11-13.
7. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма (ред. акад.Ф.П. Митрофанов). СПб.: Наука, 2004. 174 с.
8. Stacey J.S. and Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207-221.
9. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С. и др. Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. 2010. № 5. Т. 51. С. 571-588.

ТИПОМОРФИЗМ МРАМОРНЫХ ОНИКСОВ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Малахов Ф.А., Тоджибеков М.Т.

Научно-исследовательский институт ТНУ, Душанбе, malahov75@mail.ru

TIPOMORFIZM OF MARBLE ONYXES FROM DEPOSITS OF SOUTH TIEN-SHAN

Malakhov F.A., Tojibekov M.T.

Research institute of the TNU, Dushanbe

Месторождения мраморного оникса на территории региона развиты повсеместно, но крайне неравномерно, располагаясь среди различных осадочных, метаморфических и даже магматических пород от докембрийского до четвертичного возраста. При этом ониксовая минерализация представлена всеми ее генетическими типами, отложение минерального вещества происходило в различных геолого-геохимических обстановках, отражаясь в типоморфные особенности минерала.

Типоморфные признаки, как наиболее важные особенности, широко используемые как геолого-оценочные критерии при прогнозировании оруденения, поисков и разведке месторождений полезных ископаемых, хорошо выражены для ониксов различных генетических типов Южного Тянь-Шаня. Ниже рассмотрим некоторые типоморфные признаки ониксов, характеризующие генетические условия их образования в пределах данного региона.

Наиболее информативным признаком, отражающим условия образования мраморного оникса, является температура гомогенизации первичных включений, составляющая для мраморного оникса соответственно из жильных месторождений 150-50 °, пластообразных-100-50 °, карстотипных - ниже 70-80 °С.

Подчиненное значение также имеют морфологические особенности включений и их пространственное размещение в мраморном ониксе, а также агрегатное состояние минералообразующих растворов. Как правило, для жильных месторождений характерно относительно широкое развитие газовой-жидких включений неправильной и округлой формы, расположенные внутри кристаллических индивидов, тогда как для пещерных – незначительное развитие этих включений и относительно преобладающее развитие жидких консерватов, занимающих интерстиционные пространства кристаллических индивидов. Кроме того, для ониксов из жильных месторождений часто характерно наличие совместно встречающихся газовой-жидких и жидкогазовых включений, свидетельствующих о вскипании минералообразующих растворов в период отложения вещества.

Другим важным типоморфным признаком мраморного оникса является морфология минеральных агрегатов и тел. Как правило, для карстотипных месторождений характерны различные натечные образования (сталактиты, сталагмиты, сталагматы, кристаллактиты и др.), что очень редко наблюдается среди других типов месторождений. Различная морфология минеральных агрегатов и тел также обусловила различия в структурно-текстурных особенностях, служащих хорошим типоморфным признаком. Для пещерного мраморного оникса характерно преобладание концентрически-зональных текстур, а также волнистых с сильным колебанием «волн». Тогда как для пластообразных и жилообразных тел характерна более прямолинейная полосчатость.

Типоморфные элементы мраморного оникса, связанные с низкотемпературными гидротермальными растворами, представлены Pb, Zn, Cu, Hg, Sb. Две последние примеси особенно характерны арагонитовым мраморным ониксам, обладающим высокими концентрациями этих элементов. Для ряда месторождений (например, Патру, Такоб) обнаружена некоторая положительная корреляция между температурой гомогенизации включений в мраморном ониксе и содержанием в них изоморфных элементов таких как Sr, Ba и Mg.

Для газового состава включений типоморфным является содержание в пробах CO₂, а также отношение CO₂/H₂O. Основные вариации здесь вызваны изменением условий кристаллизации, дегазацией раствора при его движении по трещинам (для жильных и пластовых месторождений) и полостям (карстотипных месторождений). Отмечается общее понижение содержания CO₂ в газовом составе включений минералообразующей среды от месторождений мраморного оникса жильного типа через пластового к карстотипному. Отношение CO₂/H₂O сильно варьирует, но здесь улавливается некоторая закономерность: высокие значения отношений CO₂/H₂O в газовом составе растворов приходится на жильный тип, а более низкие – на карстотипные месторождения. Пластовые залежи как бы занимают промежуточное положение между этими типами месторождений.

К типоморфным признакам ониксов относятся, кроме того, цвет и пик интенсивности ЛФЛ-спектров. ЛФЛ-спектры ониксов сопровождаются голубовато-белым и зеленовато-белым свечением различной интенсивности. Кальцит с таким свечением характерен для экзогенных и низкотемпературных гидротермальных месторождений в отличие от кальцита с оранжево-красным свечением, присущим более высокотемпературным месторождениям. Среди пещерных ониксов преобладают голубовато-белое свечение более низкой интенсивности, тогда как для ониксов из жильных месторождений, особенно для тех, которые связаны с низкотемпературными сульфидными проявлениями, характерно голубовато-белое и зеленовато-белое свечение относительно высокой интенсивности. Наиболее низкие значения максимумов импульсов кривых ЛФЛ-спектров приходятся на карстотипные месторождения, а более высокие отвечают жильным типам месторождений. Концентрация центров Mn²⁺ для карстотипных месторождений составляет в среднем 2.6·10⁻⁴%, а для жильных – 5.2·10⁻⁴%. Отношение Mn²⁺ к общему количеству марганца, определенному спектральным анализом, для этих типов месторождений в среднем соответственно равно 1.9; 2.4 и 3.6·10⁻⁴%.

Типоморфным представляется также присутствие доломита, магнезита и гидромагнезита в проявлениях мраморного оникса как свидетельство присутствия доломитовых и других магнезиальных пород в разрезе, которые могли послужить источником магния для минералообразующих растворов. Этот элемент играл существенную роль в осаждении арагонита и таким образом служить типоморфным признаком процессов арагонитообразования в проявлениях мраморного оникса.

К другому характерному признаку ониксов относится увеличение относительной роли CH₄ и NH₃ во включениях в мраморном ониксе из жильных месторождений, а также проявлений, связанных с низкотемпературными сульфидными минерализациями.

Таким образом, выявленные типоморфные особенности ониксов различных генетических типов позволяют использовать их в качестве поисково-оценочных критериев.

**ВОЗРАСТНЫЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РУДОНОСНЫХ
УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ ИНТРУЗИВОВ ЗАПАДНОГО ТАЙМЫРА (РОССИЯ)**

Малич К.Н.¹, Баданина И.Ю.¹, Романов А.П.², Служеникин С.Ф.³

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, dunita@yandex.ru

² Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья, Красноярск, romanov@kniigims.ru

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

**AGE AND ISOTOPE GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF ORE-BEARING ULTRAMAFIC-
MAFIC INTRUSIVES OF THE WESTERN TAYMYR (RUSSIA)**

Malitch K.N.¹, Badanina I.Yu.¹, Romanov A.P.², Sluzhenikin S.F.³

¹ Institute of Geology and Geochemistry, Uralian Branch of RAS, Ekaterinburg

² Krasnoyarsk Research Institute of Geology and Mineral Deposits, Krasnoyarsk

³ Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow

Принято считать, что ультрамафит-мафитовые интрузивы и связанные с ними платиноидно-медно-никелевые сульфидные месторождения Полярной Сибири представляют собой незначительный компонент одного из главных эпизодов магматической активности на рубеже Палеозоя и Мезозоя (~250 млн. лет назад), в результате чего была сформирована одна из самых значительных провинций толеитовых платобазальтов на Земле [8, 11 и др.]. Однако U-Pb геохронологические данные, базирующиеся на детальном изучении ~500 зерен цирконов из пород промышленно-рудноносных интрузивов [4, 5, 10 и др.], позволили выявить ранее неизвестные стадии магматической активности в Норильском регионе.

В пределах Западного Таймыра платиноидно-медно-никелевые руды связаны с различными по вещественному составу Бинюдинским и Дюмталейским интрузивами, выявленными в Бинюдинско-Тарейском и Луктахском рудных районах, соответственно [1-3, 6 и др.]. Несмотря на их длительное изучение, геохронологические данные для пород интрузивов были охарактеризованы слабо. В нашем сообщении представлены результаты уран-свинцового датирования цирконов из рудоносных пород Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов (рис. 1 и 2). Изотопно-геохимические характеристики цирконов и пород сопоставляются с таковыми в промышленно-рудноносных интрузивах Норильской провинции [4, 5, 10].

Бинюдинский интрузив сложен в верхней и средней части дунитами, плагиодунитами и плагиоверлитами, в нижней части – меланотроктолитами [1, 2, 6 и др.]. Цирконы были установлены в меланотроктолитах, для которых характерны порфириовидная, пойкилитовая, гломеропорфировая крупно-среднезернистая структуры и такситовая текстура. Данные породы состоят из плагиоклаза (30-45%), оливина (30-35%), клинопироксена (20-25%) и сульфидов (1-3%). Характерны крупные зерна клинопироксена (до 5 мм) и гломеропорфировые скопления таблитчатого плагиоклаза, имеющего размер 3-4 мм в поперечнике и плагиоклаза призматической формы до 5 мм в длину. Оливин, главным образом, встречается в промежутках между зернами плагиоклаза, реже – в клинопироксене. Сульфиды представлены пентландитом, троилитом, пирротином и халькопиритом. Меланотроктолиты недосыщены SiO₂ (41.9-43.9 мас. %); характеризуются значительным количеством (в мас. %) MgO 23.5-26.7, Al₂O₃ 7.63-9.31, CaO 4.6-5.2, K₂O и Na₂O (в сумме до 1.89). Содержание хрома составляет 0.50-0.53 мас. %, серы 0.19-0.54 мас. %, никеля 0.10-0.14 мас. %, меди 0.03-0.06 мас. %, кобальта 0.009-0.010 мас. %, палладия 0.09-0.10 г/т. Преобладание никеля над медью сближает их по металлогенической специализации с перидотитовыми коматиитами.

Дюмталейский интрузив представлен преимущественно феррогаббро с титаномагнетитовыми рудами в верхней части и троктолитовыми феррогаббро с сульфидным платиноидно-медно-никелевым оруденением – в нижней [1, 3 и др.]. Изученные цирконы Дюмталейского интрузива характеризуют троктолитовое феррогаббро, содержащее значительное количество плагиоклаза, оливина, пироксена и сульфидов. Данные породы характеризуются следующим составом (в мас. %): SiO₂ – 37.1, MgO – 13.2, Fe₂O₃ – 8.27, FeO – 18.8, TiO₂ – 1.07, MnO – 0.22, Al₂O₃ – 7.8, CaO – 8.62, K₂O – 0.75, Na₂O – 0.88, хрома 0.012, серы – 4.38, кобальта 0.02-0.03, меди 0.05-1.2, никеля 0.3-0.4. Концентрации палладия варьируют в пределах 0.20-0.23 г/т.

По данным Nd-Sr изотопной систематики породы Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов проявляют [6, 7] отчетливую неоднородность в отношении изотопного состава неодима ($\epsilon_{Nd} = -3.4 \pm 0.3$ и $\epsilon_{Nd} = 3.5 \pm 0.7$, соответственно) при сходном изотопном составе стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70585 \pm 0.00004$ и $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70493 \pm 0.00021$, соответственно).

Зерна цирконов были выделены по технологии ppm-минералогии (подробнее на <http://www.natires.com>), сфотографированы на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500S и смонтированы в эпоксидной смоле вместе с зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91500. После полировки они были исследованы на электронном микроанализаторе CamScan MX2500S, используя комбинацию изображений в обратно-рассеянных электронах и катодоллюминесценции (рис. 1). U-Pb анализы выполнены с помощью вторично-ионного масс-спектрометра SHRIMP-II во ФГУП «ВСЕГЕИ». Более детально аналитические процедуры охарактеризованы в ряде работ [4, 10, 13 и др.].

Особенности внутреннего строения цирконов, концентрации тория и урана, U-Pb изотопные результаты отображены на рис. 1 и 2. Цирконы представлены идиоморфными и субидиоморфными прозрачными и полупрозрачными, иногда трещиноватыми кристаллами призматического габитуса, окрашенными в бледно-бежевые тона; коэффициент удлинения цирконов варьирует от 1:1 до 2:1 (рис. 1). Цирконы в наибольшем сечении не превышают 160 микрон, характеризуются в катодоллюминесцентных лучах блоковым или слабо выраженным секториальным строением (рис. 1 б, г, з, о), вплоть до полного отсутствия зональности (рис. 1 к, м). Цирконы Бинюдинского интрузива (рис. 1) обладают более низкими концентрациями Th (333-1122; среднее – 704), U (411-1248, среднее 722) и Th/U (0.84-1.62, среднее 1.13) по сравнению с цирконами Дюмталейского интрузива, для которых средние содержания Th, U и Th/U равны 4308 г/т, 3225 г/т и 1.29, соответственно. По данным параметрам цирконы Дюмталейского интрузива сходны с таковыми промышленно-рудноносных интрузивов Норильской провинции [4, 5, 10].

Цирконы Бинюдинского (рис. 2а) и Дюмталейского (рис. 2б) интрузивов характеризуются сходными U-Pb возрастными (248.3 ± 13 млн. лет, среднеквадратичное отклонение (СКВО) = 0.12, вероятность соответствия (P) = 0.59 и 244.4 ± 2.4 млн. лет, СКВО = 1.6, P = 0.20, соответственно). U-Pb данные свидетель-

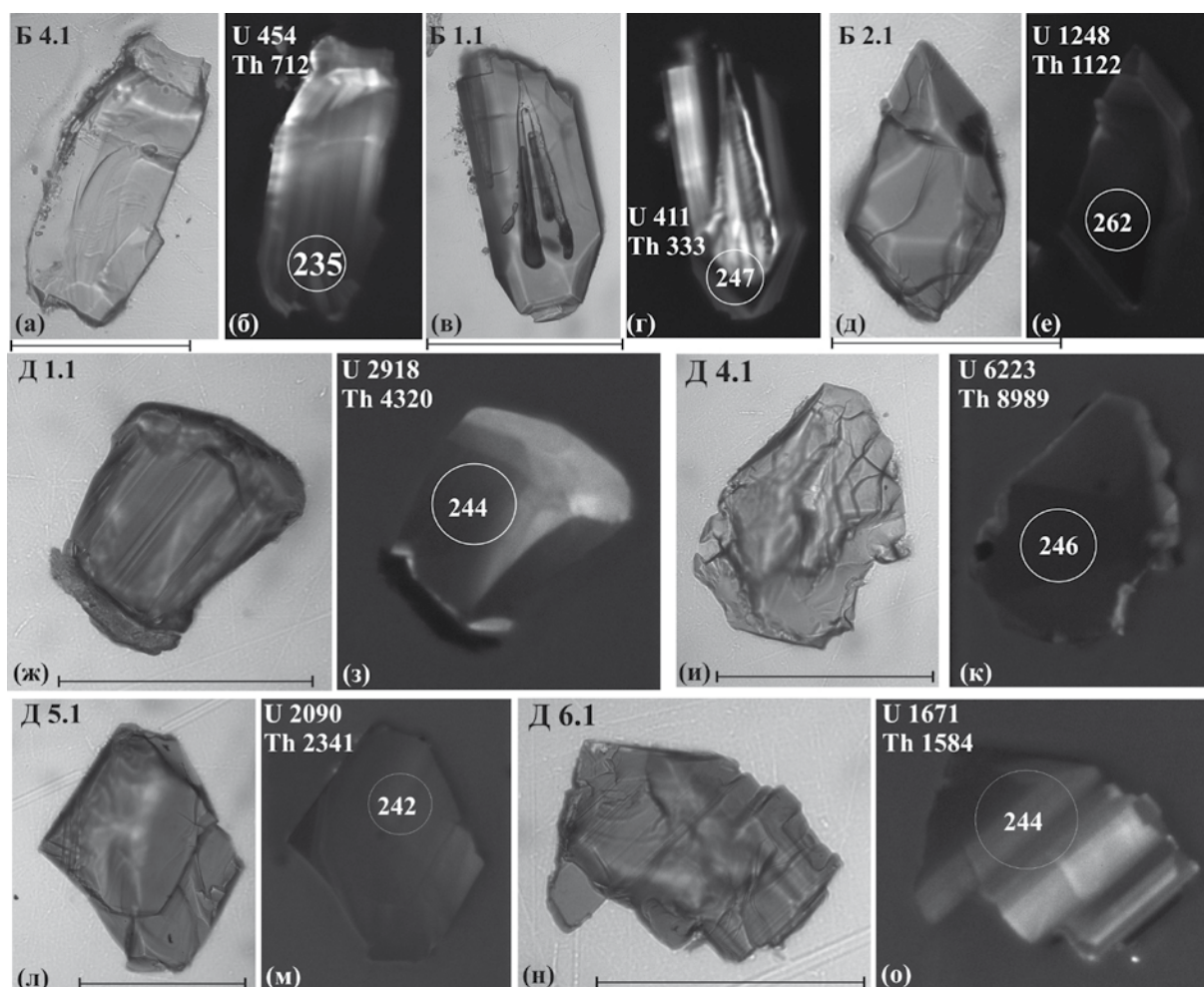


Рис. 1. Морфологические, вещественные и возрастные особенности цирконов из рудоносных пород Бинюдинского (а – е) и Дюмталейского (ж – о) интрузивов. Изображения – в проходящем свете (а, в, д, ж, и, л, н) и катодоллюминесцентных лучах (б, г, е, з, к, м, о). Места проведения U-Pb (SHRIMP) анализов показаны кругами, в которых приведен изотопный возраст, в млн. лет. Содержание Th и U приведены в г/т (ppm). Масштабная линейка соответствует 100 микронам.

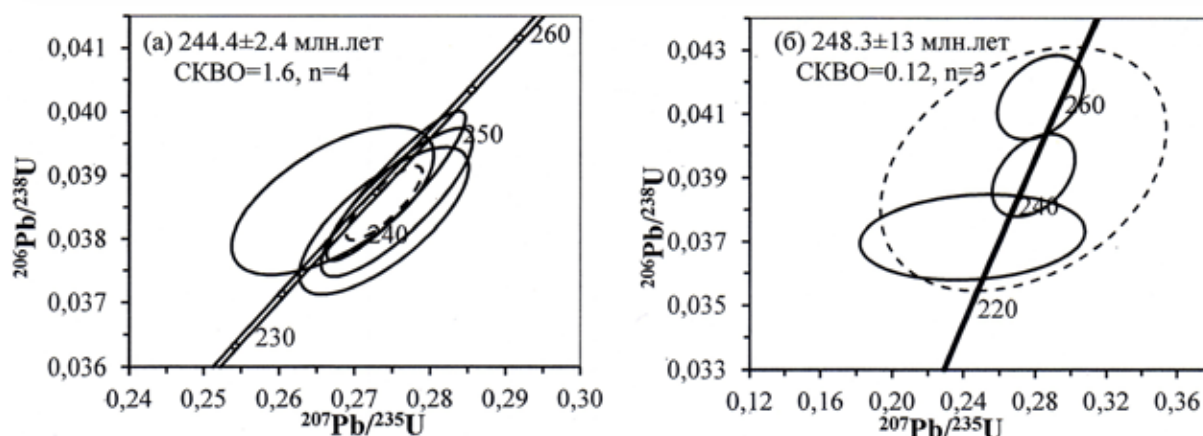


Рис. 2. Уран-свинцовый возраст цирконов Дюмталейского (а) и Бинюдинского (б) интрузивов.

ствуют о возрастной близости к пермо-триасовому рубежу и синхронности с толеит-базальтовым магматизмом Сибирской платформы (248.7±0.6–250.3±1.1 млн. лет [2], 248±1 млн. лет [12]). Таким образом, по возрастным параметрам интрузивы Западного Таймыра отличаются от промышленно-рудноносных интрузивов Норильской провинции, для которых характерна значительно более длительная история образования [4, 5, 10 и др.].

Несмотря на общее согласие о том, что примитивные магмы образовались за счет плюмового источника, степень взаимодействия между этими магмами с веществом континентальной коры и субконтинентальной мантии является предметом длительной дискуссии [9, 14, 15 и др.]. Nd-Sr изотопно-геохимические параметры пород Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов отклоняются от тренда изотопных составов неодима и стронция, типичного для промышленно-рудноносных интрузивов Норильской провинции (с относительно постоянным $\epsilon_{Nd} = +1 \pm 0.5$ и неоднородным радиогенным $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ в пределах от 0.70552 до 0.70798 [6, 7 и др.]). По-видимому, данное отличие обусловлено гетерогенностью мантийных источников, принимавших участие в генерации мантийных расплавов. Специфичность Nd-Sr изотопных характеристик пород Бинюдинского интрузива отражает взаимодействие примитивной магмы с литосферой, представленной веществом древней коры или субконтинентальной мантии, которые обладают сходными изотопными параметрами. Совокупность Nd-Sr изотопных характеристик Дюмталейского интрузива отвечает параметрам, характерным для «ювенильного» мантийного источника.

Таким образом, применение специальной технологии минералогических работ (метода ррт-минералогии) для выделения цирконов из пород, детальное изучение морфологии и внутреннего строения цирконов и аналитические методы изотопного анализа обеспечили новую информацию о времени образования и происхождении рудоносных интрузивов Западного Таймыра.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН (проект 12-5-6-019-АРКТИКА) и РФФИ (грант № 13-05-00671).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология и полезные ископаемые России в 6-ти томах (под ред. В.П. Орлова) / Восточная Сибирь (под ред. Н.С. Малича). СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. Т. 3. 396 с.
2. Дюжиков О.А., Курбатов И.И., Лапутина И.П. и др. // Докл. АН. 1995. № 2. Т. 340. С. 212-217.
3. Комарова М.З., Козырев С.М., Кокорин Н.И. и др. Расслоенная интрузия р. Дюмталей. Петрология и рудоносность // Недр Таймыра. Норильск: ВСЕГЕИ, 1999. Вып. 3. С. 42-67.
4. Малич К.Н., Баданина И.Ю., Туганова Е.В. // Литосфера. 2010. Т. 10. № 5. С. 37-63.
5. Малич К.Н., Баданина И.Ю., Белоусова Е.А. и др. // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 2. С. 163-172.
6. Романов А.П., Курбатов И.И., Малич К.Н. и др. // Платина России. Сб. науч. трудов (гл. ред. чл.-корр. РАН Д.А. Додин). Красноярск: Изд-во Знак, 2011. Т. 7. С. 135-160.
7. Петров О.В., Малич К.Н., Туганова Е.В. и др. // Известия ВСЕГЕИ. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. Т. 8 (56). С. 248-262.
8. Ernst R.E., Buchan K.L. // Journal of Geodynamics. 2002. V. 34. P. 309-342 (Erratum: J. Geodynamics. 2002. V. 34. P. 711-714).
9. Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L. et al. // Lithos. 2013. V. 164-167. P. 36-46.

10. Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L. *et al.* // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2010. V. 159. № 6. P. 753-768.
11. Reichow M.K., Pringle M.S., Al'mukhamedov A.I. *et al.* // Earth and Planetary Science Letters. 2009. V. 277. P. 9-20.
12. Renne P.R., Basu A.R. // Science. 1991. V. 253. P. 176-179.
13. Williams I.S. // Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes (Eds. McKibbe M.A., Shanks W.C., Ridley W.I.). / Reviews in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1-35.
14. Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A. *et al.* // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1993 V. 57. P. 3677-3704.
15. Zhang M., O'Reilly S.Y., Wang K-L. *et al.* // Earth-Science Reviews. 2008. V. 86. P. 145-174.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ДЛИТЕЛЬНЫХ И МНОГОАКТНЫХ ПРОЦЕССОВ МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА КОЛЬСКОГО ДОКЕМБРИЯ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, felix@geoksc.apatity.ru

GEOCHRONOLOGY OF LONG DURATION AND MULTIPHASES PROCESSES FOR MAGMATISM AND METAMORPHISM IN KOLA PRECAMBRIAN OF THE BALTIC SHIELD

Mitrofanov F.P., Bayanova T.B.

Geological Institute KSC RAS, Apatity

Кольский докембрий по многим своим геологическим объектам и особенностям их формирования отличается от других регионов Балтийского и других кристаллических щитов мира.

Первое, что нужно отметить, это наличие Кейвского террейна в центре коллажной структуры Свеккофеннского орогена. Аналогов его не известно нигде в мире [1, 2]. Особенности архейской геологии этой структуры свидетельствуют о том, что она представляла собой в позднем архее энсиалический и даже суб-платформенный бассейн с фундаментом более древнего архея.

Характерными образованиями Кейвской структуры являются: орогенные дифференцированные средние и кислые вулканиты лебяжинской толщи с U-Pb возрастом магматических цирконов 2871 ± 15 млн. лет; шельфовые высокоглинозёмистые осадки, которые считаются архейскими протолитами кейвских кианитовых месторождений; анортозитовые тела (2.66 млрд. лет) и огромные по площади плутоны щелочных гранитов и сиенитов (2.67-2.61 млрд. лет).

Структурно метаморфическими данными [3], подтверждёнными геохронологическими определениями, установлено что Кейвский террейн к началу палеопротерозоя составлял единое целое с Кольским ансамблем структур.

Палеопротерозойские (2.5-1.7 млрд. лет) процессы рифтогенеза, магматизма, метаморфизма и складчатости длительно и неоднократно, но в разной степени, преобразовывали структуры и породы террейна с формированием дайковых роев, складчато-надвиговых деформаций, регионального метаморфизма амфиболитовой фации повышенного давления (с образованием промышленных месторождений кианитовых руд), преобразованием щелочных гранитов в ортогнейсы и, при локальном палингенезе в них, с появлением редкометалльных пегматитов и амазонитовых гранитов. Таким образом, разрыв во времени между формированием вещественной основы Кейвского террейна и их окончательным структурно-метаморфическим обликом составляет около 1 млрд. лет.

Геология архейских доменов восточной части Балтийского щита, особенно кольских доменов, отличаются многократным формированием гранулитовых и анортозитовых ассоциаций.

Древнейший архейский гранулитовый метаморфизм с возрастом в 3.2 млрд. лет установлен в финском гранулитовом поясе Пудосярви [4]. В Кольско-Норвежском домене в районе Пятъявр были получены U-Pb данные по цирконам для двух этапов гранулитового метаморфизма в 2832 ± 11 и 2650 ± 15 млн. лет, разделенных эпизодами внедрения эндербитов с возрастными в 2715 ± 8 и 2679 ± 18 млн. лет [5]. Кроме того, в районе Пулозера определен возраст гранулитового метаморфизма и эндербитообразования в 2724 ± 49 и 2656 ± 14 млн. лет [6].

В Беломорском домене архейские гранулиты были впервые изучены О.И. Володичевым [7]. Возрастные датировки разных этапов их образования определены исследователями в интервале 2.82-2.73-2.69-2.65 млрд. лет [8]. Спорным вопросом является точное определение возраста гранулитового метаморфизма в Лапландского-Кольского пояса. Несомненно, что главный этап гранулитового метаморфизма здесь определяется возрастом 1.92-1.90 млрд. лет [9]. Однако, Ф.П. Митрофанов считает, что к гранулитовому метаморфизму относится и формирование коронитовых метаморфических оболочек по магматическим минералам базитов Лапландского пояса (например, в габбро-анортозитах массива Пыршин). Там метаморфические цирконы в коронитовых ассоциациях имеют возраст около 2.42 млрд. лет [10], поэтому можно думать, что интервал формирования гранулитов Лапландского пояса мог быть продолжительным и пульсационным в интервале от 2.42 до 1.9 млрд. лет.

Особый гранулитовый метаморфизм (1.88 млрд. лет) связан с зональными метаморфическими структурами свекофенид Приладожья [8]. Следовательно, в последние десятилетия геолого-геохронологическими данными установлено широкое развитие пульсационно формирующихся гранулитовых ассоциаций разного типа и возраста во многих структурах региона. При этом оказалось, что гранулитовые ассоциации широко характеризуют и архейские режимы формирования, что не так давно считалось прерогативой протерозойских процессов [11].

Кольско-Лапландская часть Балтийского щита отличается обилием крупных масс лейкогаббро-анортозитового состава. При их датировании выяснилась их разновозрастность.

Древнейшими являются полосчатые лейкогаббро-анортозиты Патчем-Варака с возрастом 2925 ± 6 млн. лет [12], которые могут рассматриваться как основание энзиматического пояса Колмозеро-Воронья. Архейскими (2.68-2.64 млрд. лет) определены и несколько массивов лейкогаббро-анортозитов Кейвского террейна [13].

Крупнейшие массивы с анортозитовым трендом дифференциации и содержащие промышленные месторождения разнообразных сидерофильных и халькофильных металлов (Cr, Ni, Cu, Co, Pt, Pd, Ti, V и др.) связаны с плюмовыми процессами палеопротерозойской Восточно-Скандинавской базитовой обширной изверженной провинции [14, 15]. Многочисленными опубликованными данными показано, что все массивы этой мультиметалльной формации пироксенит-норит-габбро-анортозит сформировались в несколько этапов в эпоху 2.52-2.36 млрд. лет.

Наиболее поздними анортозитами Балтийского щита, входящими в состав сложных комплексов, являются породы многофазного комплекса Гремяха-Вырмес (1980 млн. лет), и на юге – анортозитовые массивы, связанные с гранитами рапакиви, сформированными в интервале 1.7-1.5 млрд. лет.

В восточной части Балтийского щита определено многоактное формирование щелочных пород. Эпоха неархейского щелочного магматизма представлена крупными массивами щелочных пород – от гранитов до нефелиновых сиенитов, сформировавшихся в интервале 2.68-2.61 млрд. лет [13]. Щелочные породы представлены и в сложных комплексных массивах поздних этапов свекофеннского орогенеза – массив Гремяха-Вырмес (1980 млн. лет). Главная эпоха щелочного магматизма относится к палеозойскому времени. Магматическая деятельность началась с кимберлитов, возраст которых в Финляндии определяется в 0.6-0.5 млрд. лет [16], на Кольском п-ове в 0.46 млрд. лет [13]. Главные фазы щелочных сиенитов хибинского типа – 0.36 млрд. лет, а завершающие дайковые комплексы этого магматизма продатированы в 0.328 млрд. лет [17]. Считается, что щелочной палеозойский магматизм также имел плюмовую природу.

Исследования проводятся в рамках проектов РФФИ №№ 11-05-00570, 13-05-00493, офи-м 13-05-12055, IGCP-599 и программ ОНЗ РАН №№ 2, 4, 6.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Балабонин Н.Л. и др. Кольский глубинный раннедокембрийский коллизии: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении // Вестник СПбГУ. 1997. Сер. 7. № 3. С. 5-18.
2. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. Геохронология пород и процессов в архейских доменах Кольской провинции Балтийского щита // Минералогический журнал. Киев: Нац. АН Украины, 2004. № 3. Т. 26. С. 33-39.
3. Балаганский В.В., Минц М.В., Дейли Дж. С. Палеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген // Строение и динамика литосферы Восточной Европы: результаты исследований по программам ЕВРОПРОБЫ. М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2006. С.142-155.

4. Mutanen, T. & Huhma, H. 2003. The 3.5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archaean Pudasjärvi Granulite Belt, northern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 75. P. 51-68.
5. Balashov Yu.A., Mitrofanov F.P. and Balaganky V.V. New geochronological data on archaean rocks of the Kola Peninsula / Correlation of Precambrian formations of the Kola-Karelian region and Finland. Editors V.Balagansky and F. Mitrofanov. *Apatity*. 1992. 34 p.
6. Петровская Л.С., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. и др. Неоархейский эндербит-гранулитовый комплекс района Пулозеро – Полнек-Тундра Центрально-Кольского блока: этапы и термодинамические режимы развития (Кольский п-ов) // Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2010. 78 с.
7. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии // Геология и петрология. М.-Л., 1990. 248 с.
8. Ранний докембрий Балтийского щита. Под ред. Глебовицкого В.А. СПб.:Наука, 2005. 711 с.
9. Бибикина Е.В., Мельников В.Ф., Авакян К.Х. Лапландские гранулиты: изотопная геохимия и геохронология // Петрология. 1993. № 2. Т. 1. С. 215-234.
10. Митрофанов Ф.П., Нерович Л.И. Время магматической кристаллизации и метаморфических изменений в массивах автономных анортозитов Пыршин и Абвар Лапландского гранулитового пояса // Петрология. 2003. № 4. Т. 11. С. 381-390.
11. Митрофанов Ф.П. Современные проблемы докембрийской геологии кратонов // Литосфера. 2001. № 1. С. 5-14.
12. Кудряшов Н.М., Мокрушин А.В. Мезоархейский габбро-анортозитовый магматизм Кольского региона: петрохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2011. № 2. Т. 19. С. 1-17.
13. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма / Ред. акад. Ф.П. Митрофанов. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
14. Bayanova T., Ludden J. & Mitrofanov F. Timing and duration of Palaeoproterozoic events producing ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenic, petrological and geodynamic implications / In: Reddy S.M., Mazumder R., Evans D.A.D. & Collins A.S. (eds) // Palaeoproterozoic Supercontinents and Global Evolution. Geological Society, London, Special Publications, 2009. № 323. P. 165-198.
15. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Корчагин А.Н. и др. Восточно-Скандинавская и Норильская плюмовые базитовые обширные изверженные провинции Pt-Pd руд: геологическое и металлогеническое сопоставление // Геология рудных месторождений. 2013. (в печати).
16. Huhma H., O'Brien H., Lahaye Y. *et al.* Isotope geology and Fennoscandian lithosphere evolution. Geological Survey of Finland, Special Paper 49. 2011. P. 35-48.
17. Аразамасцев А.А., Аразамасцева Л.В., Травин А.В. и др. Длительность формирования палеозойской магматической системы в центральной части Кольского п-ова: U-Pb-, Rb-Sr-, Ar-Ar- данные // Докл АН. 2007. № 5. Т. 413. С. 666-670.

ВОЗРАСТ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ЩИТА ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ

Михальский Е.В.

ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, emikhalsky@mail.ru

AGE AND ORIGIN OF CONTINENTAL CRUST IN THE EAST ANTARCTIC CRYSTALLINE SHIELD

Mikhalsky E. V.

VNIIOkeangeologia, St. Petersburg

Антарктический щит [6] включает относительно не крупные протократонные блоки, завершившие своё развитие к рубежам 2450-2500 млн. лет назад или 1800-2000 млн. лет назад, и обширный пояс мезопротерозойского (на отдельных участках раннеопротерозойского или неопротерозойско-кембрийского) тектогенеза (рис. 1) [1, 4, 9]. Архейские или архейско-палеопротерозойские блоки сложены глубоко метаморфизованными первично-осадочными породами и гранито-гнейсами, среди которых выделяются



Рис. 1. Упрощённая схема тектонического строения Восточной Антарктиды.

ри) и полученные для них материалы представляют основу данного сообщения. Они же вскрыты и на большей части свободных ото льда участков, представляя главную массу земной коры Восточной Антарктиды, выходящей на поверхность.

В строении подвижного пояса принимают участие разнообразные по составу и геодинамическим условиям формирования структурно-вещественные комплексы. Метаморфизованные толеитовые, известково-щелочные и тоналит-гранодиоритовые ассоциации, образование которых может быть связано с развитием зон палеосубдукции, известны только на некоторых участках пояса (район шельфового ледника Эймери является лучшим представителем). Повсеместно развиты метаосадочные толщи, а также комплексы базитов и гранито-гнейсов, имеющих геохимические признаки внутриплитного или внутрикорового происхождения [2, 5]. Распределение модельных возрастов T_{DM}^{Sm-Nd} имеет максимумы в диапазонах 2.0-1.6 и, менее уверенно, 2.4-2.2, 1.5-1.3 и 1.3-1.0 млрд. лет [3].

Практически общепринятой является гипотеза происхождения первичного вещества континентальной земной коры из мантии в результате тектономагматических процессов на конвергентных границах плит или во внутриплитных геодинамических условиях (например, [14]). Происхождение мезопротерозойских комплексов Антарктического щита связывается именно с процессами на конвергентных границах плит в палео- и мезопротерозойское время [2, 5, 11], однако новые данные, полученные отечественными исследователями [13], позволяют вновь обратиться к вопросу о происхождении земной коры Восточной Антарктиды.

Вклад мезопротерозойского тектогенеза в процесс роста земной коры, если оценивать его по частоте соответствующих модельных возрастов T_{DM} , не представляется существенным, так как только на некоторых участках (запад Земли Королевы Мод, горы Сёр-Роннана, Фишерская зона в районе шельфового ледника Эймери) развиты горные породы с T_{DM} в диапазоне 1.5-1.0 млрд. лет и $\epsilon_t > 0$ [2, 3].

В районе шельфового ледника Эймери выделяется так называемая Фишерская структурно-формационная зона, в пределах которой развиты амфиболиты, метавулканиды (сейчас преимущественно мафические или салические сланцы), тоналитовые ортогнейсы, сингенетические метаморфизованные интрузивы габбро-диорит-тоналитового состава, включая тело (>3 км) расслоенных габброидов, редкие метаосадочные породы и позднекинематические гранитоиды [11, 12]. Мафические породы слагают мощные пакки или тектонические пластины, что указывает на развитие крупных магматических серий. На диаграмме АФМ фигуративные точки анализов формируют известково-щелочной и толеитовый тренды фракционирования. Породы датированы возрастами около 1300 млн. лет и 1240 млн. лет, соответственно. Метаморфизованные вулканиды и сингенетические интрузивные породы формируют согласованные спектры линий на мультиэлементных диаграммах нормированных содержаний (рис. 2). Породы известково-щелочной серии демонстрируют значительную обогащённость крупноионными литофильными (КИЛ) элементами и варьирующие по интенсивности отрицательные Nb-Ta аномалии. Породы толеитовой серии в меньшей мере обогащены КИЛ элементами и имеют очень слабые Nb-Ta аномалии. Изотопный состав пород Фишерской зоны характеризуется следующими параметрами:

толщи тоналит-гранодиоритовой ассоциации. Модельные возрасты T_{DM}^{Sm-Nd} свидетельствуют о трёх архейских этапах образования земной коры на интервалах 3.9-3.7, 3.5-3.2 и 3.0-2.7 млрд. лет назад [3]. Архейские комплексы на территории Восточной Антарктиды в большинстве вскрыты на труднодоступных участках, и их строение и вещественный состав не изучены в достаточной мере. Напротив, мезопротерозойские комплексы (преимущественно 1400-950 млн. лет местами с унаследованными возрастными в диапазоне 2000-1500 млн. лет) изучены гораздо лучше (в особенности в районе шельфового ледника Эймери)

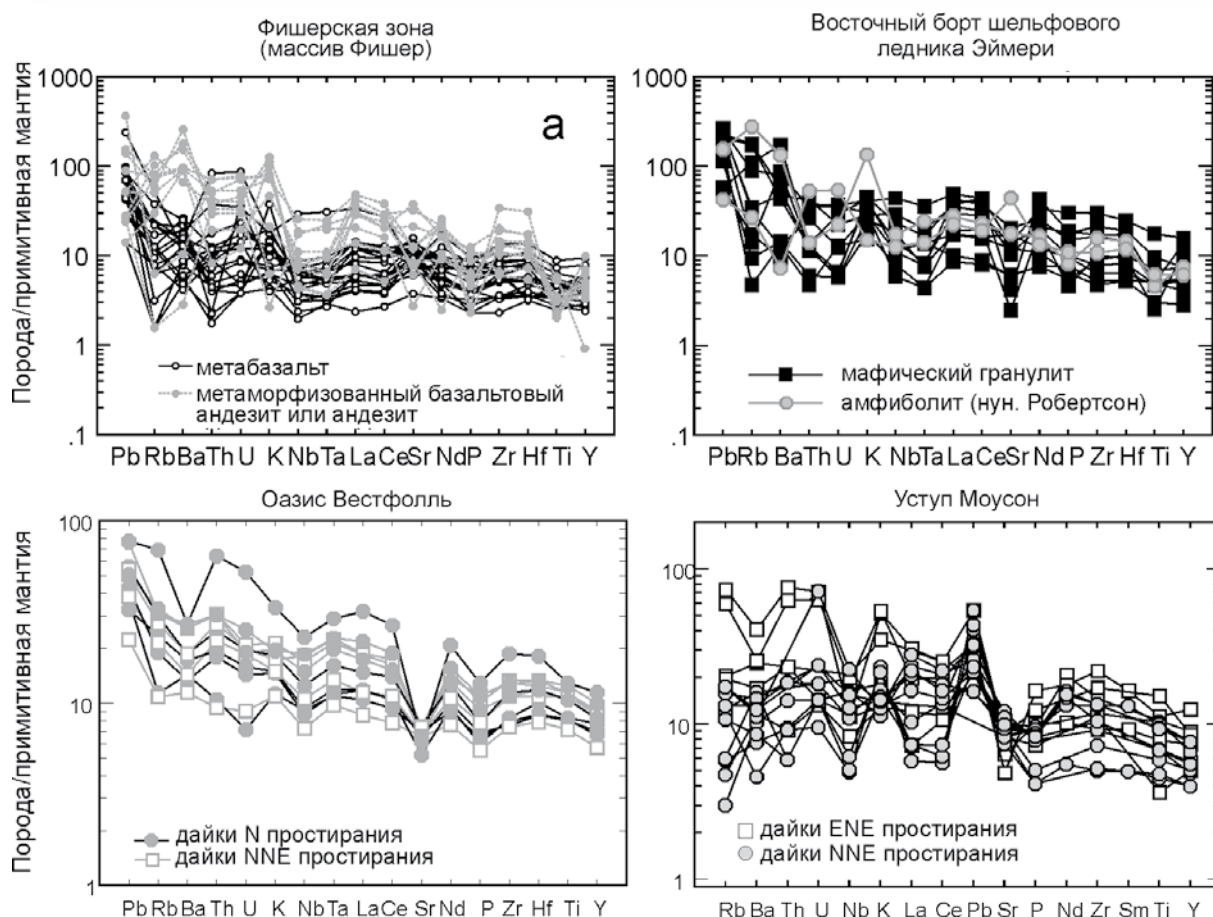


Рис. 2. Мультиэлементные диаграммы нормированных содержаний микроэлементов. Нормирование по [15].

$\epsilon_{(1.4)}^{\text{Sm-Nd}} = 2-5$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} = 0.7024-0.7060$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(\text{Fsp}) = 16.5-17.8$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(\text{Fsp}) = 15.2-15.5$ [8, 13]. В расположенной к северу Биверской структурно-формационной зоне и в восточном борту шельфового ледника Эймери развиты ортогнейсы тоналитового, диоритового и гранодиоритового состава, имеющие резкие отрицательные аномалии Nb, а также маломощные тектонически дезинтегрированные пластовые и секущие тела метабазитов, образующих, главным образом, слабо дифференцированные линии на мультиэлементной диаграмме. В большей части эти метабазиты слабо обогащены КИЛ элементами и отвечает базальтоидам типа E-MORB. Некоторая часть этих пород демонстрирует обогащённость высокозарядными литофильными элементами (Nb, Zr, Ti), что позволяет сопоставлять их с базальтоидами типа OIB. Изотопный состав пород Биверской зоны характеризуется следующими параметрами: $\epsilon_{(1.0)}^{\text{Sm-Nd}} = -2 - -9$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} = 0.708-0.709$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(\text{Fsp}) = 17.5-18.5$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(\text{Fsp}) = 15.5-15.8$ [8, 13].

Особенностью геологического строения региона шельфового ледника Эймери, интересной с контексте вопроса о происхождении земной коры, является развитие мезопротерозойских (1380-1250 млн. лет [10]) базитовых дайковых роёв в блоках раннедокембрийской стабилизации в оазисе Вестфолль и на уступе Моусон (рис. 1). Простириания некоторых из этих дайковых роёв пересекаются в Фишерской зоне, что позволяет предполагать, что они представляют радиально расходящиеся рои из некоторого центра магматической активности. Изотопный состав Nd в этих дайковых породах ($\epsilon_{(1.4)}^{\text{Sm-Nd}} = 1-3$) практически идентичен базитам Фишерской зоны, а спектры распределения микроэлементов сопоставимы с ними (рис. 2). Это позволяет предполагать, что источником родоначальных расплавов для мезопротерозойских комплексов района шельфового ледника Эймери являлось вещество (субконтинентальной?) мантии, обогащённой КИЛ элементами и лёгкими РЗЭ. Об обогащённом характере мантийного субстрата свидетельствуют также и данные по изотопному составу свинца, отвечающему источнику типа EM-I. В этой связи может быть рассмотрен вопрос о существовании в среднем мезопротерозое крупной изверженной провинции (КИП) и существенных ювенильных добавках в результате мощного мантийного андерплейтинга. Однако, район шельфового ледника Эймери и развитые здесь породные ассоциации не удовлетворяют (хоть и не безоговороч-

но) конкретным критериям, предложенным для распознавания КИП [7]. Можно предположить, что земная кора подвижного пояса была сформирована в условиях аккреционных конвергентных окраин, но субстратом служила обогащённая мантия. Этот вывод вынуждает поставить вопрос о геологической значимости модельных возрастов T_{DM}^{Sm-Nd} : в предположении об обогащённости мантийного субстрата эти возрасты утрачивают значение, и значительно больший объём вещества мог быть отделён от мантии не в палеопротерозое, а в среднем мезопротерозое, на что, собственно, указывают и U–Pb датировки ювенильных пород.

Вместе с тем, геодинамические режимы роста земной коры Восточной Антарктиды в протерозое не могут быть надёжно реконструированы. С одной стороны, даже наиболее примитивные породы района шельфового ледника Эймери обладают отношениями Sr/Nd, Nb/La и др., несколько отличающимися от современных островных дуг. С другой стороны, тренды вариаций химических составов пород и предполагаемый состав мантийного источника не отвечают и архейским ТТГ-ассоциациям. Вероятно, мезопротерозойские механизмы формирования ювенильной земной коры отличались как от более ранних, так и от более поздних эпох, и в значительной мере определялись процессами мантийного андерплейтинга в континентальных или океанических условиях (аккреция плато).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Михальский Е.В. Этапы тектогенеза Антарктического щита: обзор геохронологических данных // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2007. № 3. С. 60-89.
2. Михальский Е.В. Мезопротерозойские геологические комплексы Восточной Антарктиды: вещественный состав и геодинамические условия формирования // Бюллетень МОИП. 2007. № 5. Т. 82. С. 3-18.
3. Михальский Е.В. Районирование земной коры Антарктиды по Sm–Nd изотопным данным // Докл. АН. 2008. Т. 419. № 4. С. 519-523.
4. Михальский Е.В. Основные этапы и геодинамические режимы формирования земной коры Восточной Антарктиды в протерозое – раннем палеозое // Геотектоника. 2008. № 6. С. 3-25.
5. Михальский Е.В., Шератон Дж. Рейнерская тектоническая провинция Восточной Антарктиды: вещественный состав и геодинамический режим формирования // Геотектоника. 2011. № 6. С. 88-106.
6. Равич М.Г., Каменев Е.Н. Кристаллический фундамент Антарктической платформы. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 658 с.
7. Ernst R.E., Buchan K.L. Recognising mantle plumes in the geological record // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 2003. V. 31. P. 469-523.
8. Flowerdew M., Tyrrell S., Boger S. *et al.* Pb isotopic domains from the Indian Ocean sector of Antarctica: implications for past Antarctica – India connections // In: Harley, S.L., Fitzsimons, I.C.W. & Zhao (eds.) Antarctica and Supercontinent Evolution. Geological Society, London, Special Publications, 383, in press.
9. Kamenev E.N., Andronikov A.V., Mikhalsky E.V. *et al.* Soviet geological maps of the Prince Charles Mountains, East Antarctic Shield // Australian Journal of Earth Sciences. 1993. V. 40. P. 501-517.
10. Lanyon R., Black L.P., Seitz H-M. U–Pb zircon dating of mafic dykes and its application to the Proterozoic geological history of the Vestfold Hills, East Antarctica // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. V. 115. P. 184-203.
11. Mikhalsky E.V., Sheraton J.W., Laiba A.A. *et al.* Geochemistry and origin of Mesoproterozoic metavolcanic rocks from Fisher Massif, Prince Charles Mountains // Antarctic Science. 1996. V. 8. P. 85-104.
12. Mikhalsky E.V., Sheraton J.W., Laiba A.A. *et al.* Geology of the Prince Charles Mountains, Antarctica // AGSO – Geoscience Australia Bulletin. 2001. V. 247. 209 p.
13. Mikhalsky E.V., Sheraton J.W., Kudriavtsev I.V. *et al.* The Mesoproterozoic Rayner Province in the Lambert Glacier area: its age, origin, isotopic structure and implications for Australia–Antarctica correlations. In: Harley, S.L., Fitzsimons, I.C.W., Zhao, Y. (eds.) Antarctica and Supercontinent Evolution. Geological Society, London. Special Publications, 383. 2013. in press.
14. Rudnick R. 1995. Making continental crust. Nature. N 378. P. 571-578.
15. Sun S-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / In: Saunders A.D., Norry, M.J. (eds.), Magmatism in the ocean basins. Geological Society, London, Special Publications, 1989. N 42. P. 313-345.

⁴⁰Ar/³⁹Ar DATA ON METAMORPHISM AGE OF KURTUSHIBINSKY RANGE OPHIOLITE GABBRO (WESTERN SAYAN)

Mongush A.A.

Tuvanian Institute for the Exploration of Natural Resources RAS SB, Kyzyl, amongush@inbox.ru

The largest ophiolite outcrops in the Altai-Sayan region are presented in Kurtushibinsky zone. Ultrabasites, gabbro and gabbro-dyke complex (the main body of ophiolites) are observed as nearly continuous parallel stripes of 250 km along, 0.5-10 km in width [3, 8] (Fig. 1). Ophiolites in the north-west part tectonically contact with oceanic raising basalts, schists of Dzhebashsky rock series including glaucophane one, so these basalts and schists are characterized by chemically equivalent composition, as a result of which the conclusion was drawn on formation of over-pressured rocks in the subduction of oceanic raising basalts and consequent exhumation of the subducted rocks [1, 2]. The ophiolites tectonically contact with C₂-O terrigenous molasse of fore-arc Khemchik-Systygkhem trough in the south-east (Fig. 1).

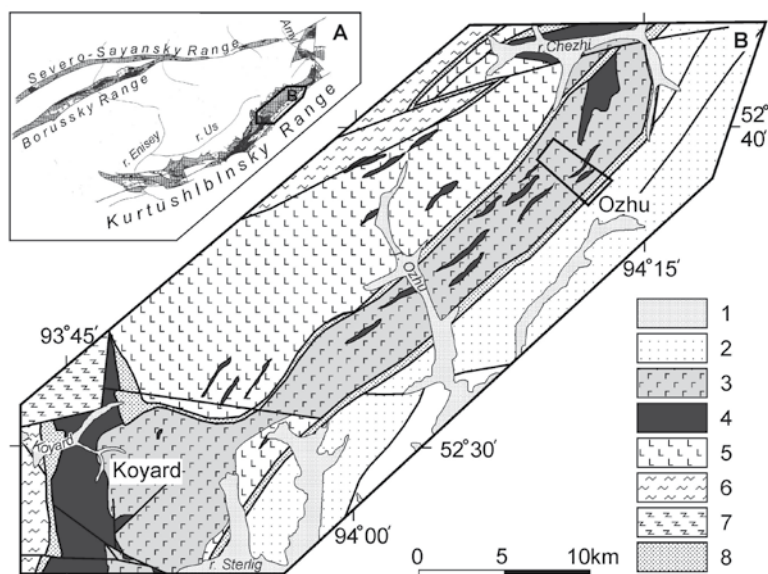


Fig. 1. A – Overview geologic scheme of the ophiolites of the Western Sayan [8]. B - Geological feature Ozhu and Koyard ophiolite sites.

1 – alluvial deposits; 2 – clastic sediments Alasug series, C_{2,3}; 3-6 – ophiolite, V (?); 3 – gabbroid and dyke complex, 4 – ultramafic, 5 – metabasalts, schist, 6 – schist, 7 – glaucophane and green shales Dzhebash series; 8 – melange.

altered by small lenses of ultrabasites. Gabbroids have a massive homogeneous or banded texture, fine-grained (0.3-2.0 mm) gabbro structure, sometimes dredged by carbonate veinlets and have crystalloidal-blastic formations. The content of plagioclase is 50-55%, and it reduces to 15-20% in concentrated mafic mineralized «stripes». Plagioclase is completely saussuritized or it is replaced by clinzoisite. In some cases clinopyroxene (20-30%, up to 80%) is partially replaced by chlorite + epidote and actinolite. The content of brown hornblende in the rocks is often 1–3 or 25–30%. There are brown-green hornblende and actinolite as pseudomorphoses according to brown hornblende in veinlets [7].

Monofraction of brown hornblende containing 25% (the Ozhu area, KO-350 sample, Fig. 2) is studied for gabbro age identification of Kurtushibinsky zone ophiolites by ⁴⁰Ar/³⁹Ar method. This is a fine-grained rock with a gabbro structure which is composed by saussuritized plagioclase (50%), by clinopyroxene (25%) and in a single quantities by apatite and ore mineral. A substantial plateau with the calculated value of T=486.5±7 M.a. (Fig. 2) is observed according to the information on age group of the hornblende.

Resultant age value does not reflect the age of crystallization of hornblende gabbro of ophiolites as long as it corresponds to accretionally-collisional stage of evolution of the region as well as the Altai-Sayan folded region. In addition ophiolite's age of Shatsky massive in Western Tuva which is located in the south-western

Basalt complex of ophiolites is presented on a limited quantity. Basalts strata with a capacity of about 80 m [4] is displayed on the Koyard area, moreover basalts are more depleted than underlying diabases of dike complex [1]. Basites of gabbro, basalt and dike complexes of Kurtushibinsky zones have N-MORB structure, but with distinct oversubduction markers [1, 5]. The author supposes that ophiolites of Kurtushibinsky zone refer to SSZ-type, they are formed on pre-arc stage (by J. Pearce) evolution of Tannu-Ola-Khamsarinsky island-arc system of Tuva which have been consequently accreted by fragments of oceanic raising.

Gabbro and hornblende gabbro form a body with elements of layering on the Ozhu area which is high-dipping, extended to the north-east direction, about 5 km in width,

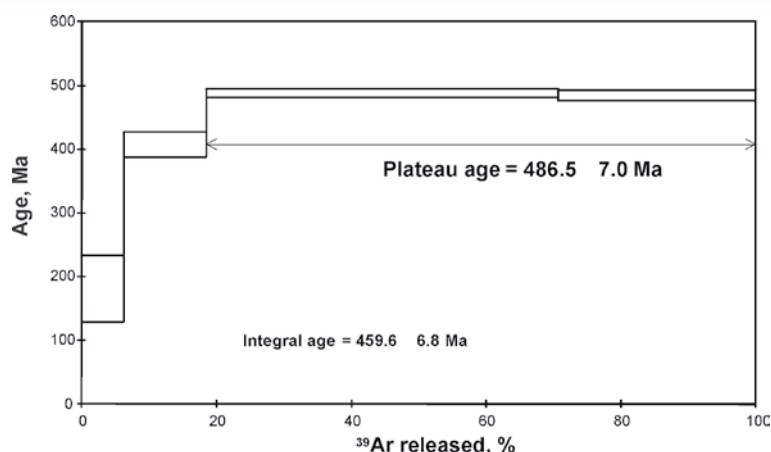


Fig. 2. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of hornblende from hornblende gabbro (sample KO-350) from the Ozhu district of the Kurtushibinsky range.

extension of Kurtushibinsky zone is 578.1 ± 5.6 M.a. [6]. Perhaps 486.5 ± 7 M.a. indicates on the time of ophiolites metamorphism of Kurtushibinsky zone. Extensive development of schists associated with ophiolites (Fig. 1), the presence of crystalloidal-blastic formations among gabbro of Ozhsinsky area are the most obvious evidences of ophiolite metamorphism. Metamorphism could be due to the accretion of island-arc oceanic raising [1]. Age of glaucophane-schist complexes of Kurtushibinsky zone is 470-465 M.a. and it dates the time of termination of subduction and exhumation of the glaucophane schists [2]. So the obtained dating 486.5 ± 7 M.a. allows us to evaluate the duration of subduction metamorphism in Kurtushibinsky ophiolite zone during 20-30 M.a.

LITERATURE

1. Volkova N.I., Stupakov S.I., Babin G.A. *et al.* Mobility of Trace Elements during Subduction Metamorphism as Exemplified by the Blueschists of the Kurtushibinsky Range, Western Sayan // *Geochemistry International*. 2009. V. 47. № 4. P. 380-392.
2. Volkova N.I., Travin A.V., Yudin D.S. Ordovician blueschist metamorphism as a reflection of accretion-collision events in the Central Asian orogenic belt // *Russian Geology and Geophysics*. 2011. № 1. T. 52. C. 72-84.
3. Dobretsov N.L., Ponomareva L.G. Ophiolites and glaucophanitic schist of Western Sayan and Kurtushibinsky Range // *Petrology and metamorphism of ancient ophiolites (for example the Polar Urals and Western Sayan)*. Novosibirsk: Nauka. 1977. P. 128-156. (in Russian).
4. Kurenkov S.A., Didenko A.N., Simonov V.A. Geodynamics of paleospreading. Moscow: GEOS. 2002. 294 p.
5. Lebedev V.I., Mongush A.A., Popov V.A. *et al.* Vendian-Early Cambrian magmatic associations in a variety of structural-formational zones of Tuva and Western Sayan: Petrogenetic and geodynamic aspects of their formation // *State and exploration of natural resources of Tuva and adjacent regions of the Central Asia. Ecological and economic problems of natural resources use: Fascicles 10, 11 / Editor-in-chief Doctor of Geologo-Mineralogical Sciences. V. I. Lebedev*. Kyzyl: TuvIENR SB RAS, 2010. P. 27-62. (in Russian).
6. Mongush A.A., Lebedev V.I., Travin A.V. *et al.* Ophiolites of Western Tyva as Fragments of a Late Vendian Island Arc of the Paleoasian Ocean // *Doklady Earth Sciences*. 2011. V. 438. Part 2. P. 866-872.
7. Mongush A.A., Druzhkova E.K., Kudryavtseva A.I. *et al.* Some features of the structure and composition of the ophiolite rocks Verhneozhinsky area of the Western Sayan // *Ore-bearing ultramafic-mafic and carbonatite complexes folded regions: Proceedings of the International Youth School-Seminar*. Ulan-Ude: BSC SB RAS, 2008. P. 44-47. (in Russian).
8. Sibilev A.K. Petrology and asbestos mineralization of ophiolites (for example the Idzhim massive of the Western Sayan). Novosibirsk: Nauka, 1980. 213 p. (in Russian).

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПОЛИГОНА ВОЧЕ-ЛАМБИНА (ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬКИЙ БЛОК, ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)

Морозова Л.Н., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Серов П.А.
Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, morozova@geoksc.apatity.ru

MILESTONES OF GEOLOGICAL GROUND VOCE-LAMBIN (CENTRAL UNIT KOLK, FENNNOSCANDIAN SHIELD)

Morozova L.N., Mitrofanov F.P., Bayanova T.B., Serov P.A.
Geological Institute KSC RAS, Apatity

Определение времени образования и последующего преобразования древнейшей континентальной коры, сложенной тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми (ТТГ) гнейсами, часто называемых «серыми» гнейсами, а также зеленокаменных комплексов имеет актуальное значение для понимания ранней истории Земли. Несмотря на большое число проведенных исследований, актуальными для северо-восточной части Балтийского щита продолжают оставаться изучение эволюции зеленокаменных и тоналит-трондьемит-гранодиоритовых комплексов Кольского региона. В данной работе эти вопросы рассмотрены на примере полигона Воче-Ламбина.

Геологическое положение и строение полигона Воче-Ламбина. В структурно-тектоническом плане полигон Воче-Ламбина расположен на границе Центрально-Кольского блока и Беломорского подвижного пояса. В его пределах обнажается палеопротерозойская Воче-Ламбинская зона пластического сдвигового течения (shear zone). Данная зона входит в систему разломов, обрамляющих с юга Печенга-Имандра-Варзугскую зону. В строении полигона выделяют два структурно-вещественных комплекса – нижний (инфракомплекс, фундамент) и верхний (супракомплекс, зеленокаменный комплекс), неоднократно деформированных, метаморфизованных и мигматизированных в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Фундамент зеленокаменного комплекса сложен породами тоналит-трондьемитового состава с жилами разновозрастных гранитов и пегматитов и дайками базитов. Верхний комплекс состоит из четырёх толщ вулканогенно-осадочных образований, слагающих фрагмент зеленокаменного пояса [2].

Согласно геологическим [2] и геохронологическим данным [2; 3; 4; 7; 8; 9; 11] в истории геологического развития полигона выделяются следующие этапы: 1) формирование фундамента (2.8-2.71 млрд. лет), сложенного преимущественно породами тоналит-трондьемитового состава; 2) заложение на сиалическом основании зеленокаменного комплекса (2.76-2.67 млрд. лет), сложенного вулканогенно-осадочными образованиями; 3) формирование палеопротерозойской зоны пластического сдвигового течения (2.49-2.4 млрд. лет) и широкого спектра магматических пород, контролирующихся сдвиговыми деформациями.

Фундамент зеленокаменного комплекса. Возраст гранитоидов. Самые древние породы полигона, на долю которых приходится до 80% площади, представлены тоналит-трондьемитовыми гнейсами γ_1 [2]. Возраст цирконов из γ_1 , был определен на ионном микрозонде SHRIMP-II [7]. Часть зерен имеет древние ядра. Были проанализированы два ядра, возраст которых по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ составил 2919 ± 10 и 2897 ± 10 млн. лет, причем в последнем случае возраст оболочки вокруг ядра равен 2831 ± 18 млн. лет. Центральные части цирконов без ядер имеют конкордатные возрасты в интервале 2833-2826 млн. лет (приведены значения по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). Расчет конкордного возраста (Concordia Age) по трем конкордатным возрастам дал значение 2829 ± 5 млн. лет (СКВО = 0.37), которое в пределах аналитической погрешности совпадает с возрастом 2829.6 ± 4.6 млн. лет по верхнему пересечению дискордии с конкордией, построенной по пяти анализам. Вероятнее всего, возраст 2.83 млрд. лет отражает время кристаллизации гранитоидов γ_1 .

Следующий этап гранитоидного магматизма связан с внедрением даек и интрузии тоналитов γ_3 [2]. Для даек метатоналитов γ_3 U-Pb (TIMS) изотопный возраст цирконов по верхнему пересечению дискордии с конкордией составил 2814 ± 4 млн. лет [8]. Он интерпретируется как возраст магматической стадии формирования гранитоидов γ_3 . Полученное для них значение U-Pb возраста в пределах аналитической погрешности совпадает с возрастом магматических цирконов из интрузии метатоналитов γ_3 (2807 ± 10 млн. лет [9]) и метатоналита в гальке базальных конгломератов Воче-Ламбинского зеленокаменного пояса (2807 ± 7 млн. лет [3]).

На рубеже 2.71 млрд. лет плавление тоналит-трондьемитовых пород привело к образованию жильных гранитов γ_8 . По геологическим наблюдениям, становление этих гранитов отделено от этапов тоналит-

трондьемитового магматизма внедрением даек метагабброидов с возрастом 2768 ± 11 млн. лет [9]. U-Pb (TIMS) изотопный возраст магматических цирконов из биотитовых гранитов γ_8 по верхнему пересечению дискордии с конкордией составил 2708 ± 5 млн. лет [8].

Геохимия пород. По основным петрохимическим параметрам, концентрациям редких и редкоземельных элементов тоналит-трондьемитовые гнейсы γ_1 и метатоналиты γ_3 соответствуют архейским породам ТТГ [6; 8]. Тоналит-трондьемитовые породы как γ_1 , так и γ_3 имеют резко дифференцированные спектры распределения РЗЭ, крутые наклоны графиков для легких ($(La/Sm)_N = 6.2-14.6$) и тяжелых лантаноидов ($(Gd/Yb)_N = 3.6-6.6$), европиевые аномалии – положительные $((Eu/Eu^*) = 1.9-2.0)$ или отсутствуют $((Eu/Eu^*) = 1.02-1.07)$. Мультиэлементные спектры распределения редких и редкоземельных элементов для них характеризуются наличием отрицательных аномалий Nb, Ta, Ti и U и положительных аномалий Ba и Th. Тоналит-трондьемитовые гнейсы γ_1 и метатоналиты γ_3 имеют низкую магнезиальность ($mg\#_{cp.} = 0.27-0.39$), свойственную породам ТТГ ассоциации ($\#Mg \leq 50$, [10]), низкие концентрации Y (≤ 5 г/т), Ta (≤ 0.1 г/т) и Yb (≤ 0.2 г/т), повышенные отношения Sr/Y (≥ 40) и $(La/Yb)_N$ (> 40).

Тоналит-трондьемитовые гнейсы γ_1 характеризуются $t_{Nd}(DM)$ от 2.9 до 3.0 млрд лет и положительными значениями величины $\epsilon_{Nd}(t)$ (1.29-3.20). Для даек метатоналитов γ_3 $t_{Nd}(DM)$ варьирует от 2.9 до 3.0 млрд. лет при положительных значениях $\epsilon_{Nd}(t)$ от 0.60 до 3.34. Метатоналиты γ_3 имеют модельные возрасты от 2.8 до 2.9 млрд. лет и также положительные значения $\epsilon_{Nd}(t)$, лежащие в интервале от 1.77 до 2.58 [6; 8; 11].

Особенности распределения редких и редкоземельных элементов в изученных гранитоидах свидетельствуют о формировании тоналит-трондьемитовых расплавов из метабазитовых источников [7]. Низкая магнезиальность пород указывает на отсутствие взаимодействия первичных расплавов с перидотитами мантийного клина и не согласуется с моделью их образования счет плавления субдуцирующей океанической плиты [12]. Обеднение тоналит-трондьемитовых расплавов несовместимыми элементами связано с концентрацией HREE и Y в реститовом гранате, который является стабильным при давлениях выше 10-12 кбар [12; 13]. ДеPLETEDность пород тоналит-трондьемитового состава тяжелыми редкоземельными элементами, Y, высокие отношения Sr/Y и $(La/Yb)_N$ могут быть обусловлены формированием пород за счет плавления метабазитового источника в нижних частях утолщенной мафической коры.

Биотитовые граниты γ_8 относятся к богатым K ($Na_2O/K_2O = 0.7-0.8$), бедным Mg (0.4-0.6 %) гранитоидам и характеризуются низкой магнезиальностью (0.17-0.27), высокими отношениями K/Na (0.7-1.0), значениями A/CNK от 0.98 до 1.08. Концентрации Ce варьируют от 116 до 134 г/т, Yb от 0.84 до 1.1 г/т, Nb от 6.6 до 23 г/т, Zr от 141 до 171 г/т, Y от 9.7 до 17 г/т, Rb от 100 до 168 г/т, Sr от 260 до 421 г/т, Th от 18 до 22 г/т. Биотитовые граниты γ_8 характеризуются дифференцированным спектром распределения редкоземельных элементов ($(La/Yb)_N = 41-67$) и большей степенью фракционирования легких лантаноидов ($(La/Sm)_N = 8.6-10$) по сравнению с тяжелыми лантаноидами ($(Gd/Yb)_N = 2.1-3.5$). Наличие ярко выраженной отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0.51-0.53$) свидетельствует о фракционировании плагиоклаза. Графики гранитов γ_8 , нормированные к примитивной мантии, показывают их обогащение по сравнению с гранитоидами γ_1 и γ_3 крупноионными литофильными элементами (Rb, Ba), высокозарядными элементами, легкими и тяжелыми лантаноидами. Nd модельные возрасты гранитов γ_8 ($t_{Nd}(DM) = 2.9-3.0$ млрд. лет) превышают возраст их кристаллизации более, чем на 100 млн. лет, что указывает на источники с достаточно длительной коровой предысторией. Величина $\epsilon_{Nd}(t)$ варьирует от +0.61 до -0.73. Наиболее вероятной моделью образования биотитовых гранитов γ_8 является плавление корового источника, преимущественно тоналит-трондьемитового состава [7].

Сопоставление биотит-плагиоклазовых гнейсов СГ-3 и пород тоналит-трондьемитовой ассоциации полигона Воче-Ламбина – их возрастных, геохимических и изотопных Nd характеристик выявило черты, общие для пород СГ-3 и полигона Воче-Ламбина [6]. Эти данные указывают на то, что формирование континентальной коры в Кольском регионе в период 2.8 млрд. лет тому назад происходило в значимых масштабах. Этот тоналит-трондьемитовый магматизм имел очень важное значение в образования наблюдаемого ныне древнейшего архейского фундамента Кольского региона

Зеленокаменный комплекс. Воче-Ламбинский супракрустальный комплекс сложен четырьмя толщами вулканогенно-осадочных пород (риодациты, дациты, андезиты, адезитобазальты, базальты, аркозы, граувакки, субграувакки) и линзами полимиктовых конгломератов, включающих туфоконгломераты и седиментационные конгломератобрекчии. В метавулканитах IV толщи супракомплекса сохраняются реликтовые миндалекаменные текстуры (amygdaloidal structure) [2].

Заложение зеленокаменного пояса происходило на более древнем сиалическом основании, о чем свидетельствуют находки метатоналитов фундамента с возрастом 2.81 млрд. лет среди галек базальных конгломератов второй толщи супракрустального комплекса.

Верхняя возрастная граница формирования супракомплекса определяется минимальным U-Pb возрастом магматического циркона 2663 ± 1 млн. лет из андезитового метатуфа IV толщи [3]. Sm-Nd модельный возраст кислых метавулканитов зеленокаменного комплекса составляет 2756 млн. лет, при положительном значении ϵ_{Nd} (2800) равном 2.57 [11]. Нижняя возрастная граница формирования супракомплекса ограничена датировкой 2.76 млрд. лет [9], отражающей верхний предел структурно-метаморфической переработки фундамента. С учетом имеющихся данных наиболее вероятный период заложения зеленокаменного пояса 2.76-2.67 млрд. лет.

Воче-Ламбинская зона пластического сдвигового течения. Палеопротерозойский этап характеризуется заложением Главного разлома и Воче-Ламбинской сдвиговой зоны, активным магматизмом, представленным интрузивными телами гипербазитов, габбро, габброноритов, друзитов, лейкогаббро, габброанортозитов и жилами микроклиновых гранитов, широко распространенным в пределах супракомплекса [2].

Возраст интрузивных пород. U-Pb возраст магматических цирконов из метагабброноритов составляет 2491 ± 13 млн. лет [4]. Возраст метаморфогенных цирконов из рассланцованных метагабброанортозитов 2403 ± 7 млн. лет отражает возраст первого метаморфизма габброанортозитов после их магматической кристаллизации [4]). Эта датировка совпадает с возрастом первого метаморфизма габброанортозитов интрузии Главного хребта (2406 ± 3 млн. лет, [14]), на простирании которой находится Воче-Ламбинский полигон.

Заложение Главного разлома и Воче-Ламбинской сдвиговой зоны. Полученные геохронологические данные по метагабброноритам и метагабброанортозитам показывают, что заложение Воче-Ламбинской сдвиговой зоны и Главного разлома, которое сопровождалось внедрением, метаморфизмом и деформацией габброноритов и габброанортозитов происходило в период 2.49-2.40 млрд. лет тому назад [4]. Воче-Ламбинская сдвиговая зона была повторно активизирована 1.9 млрд. лет тому назад [3] в условиях регионального северо-восточного сжатия и коллизии Центрально-Кольского и Беломорского блоков [1; 5].

Таким образом, проведенные исследования указывают на сложную историю формирования фундамента и зеленокаменного комплекса полигона Воче-Ламбина.

Исследования выполнены в рамках проектов РФФИ №№ 11-05-00570, 13-05-00493, офи-м 13-05-12055 и программ ОНЗ РАН №№ 2, 4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балаганский В.В., Минц М.В., Дэйли Дж.С. Палеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген. Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС. 2006. С. 158-171.
2. Воче-Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского п-ова (под ред. Ф.П. Митрофанова и В.И. Пожиленко). Апатиты: КНЦ АН СССР, 1991. 196 с.
3. Кислицын Р.В. Возраст и кинематика тектонических движений в ядре раннепротерозойского Лапландско-Кольского орогена. Автореф. дисс. к.г.-м.н. СПб. 2001. 21 с.
4. Кислицын Р.В., Балаганский В.В., Манттари И. и др. U-Pb возраст цирконов из габброноритов и габброанортозитов полигона Воче-Ламбина, Кольский п-ов // Вестник МГТУ. 2000. № 2. Т. 3. С. 307-314.
5. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Балабонин Н.Л. и др. Кольский глубинный раннедокембрийский коллизион: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении // Вестник СПбГУ. 1997. Сер. 7. № 21. Вып. 3. С. 5-18.
6. Морозова Л.Н., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. и др. Гомологи архейских пород разреза Кольской сверхглубокой скважины в северной части Беломорского подвижного пояса (полигон Воче-Ламбина) // Докл. АН. 2012. № 2. Т. 442. С. 215-218.
7. Морозова Л.Н. Геология, геохимия и возраст гранитоидов полигона Воче-Ламбина (Кольский п-ов). Автореф. дисс. к.г.-м.н. Апатиты: КНЦ РАН, 2012. 22 с.
8. Морозова Л.Н., Баянова Т.Б., Серов П.А. Основные этапы гранитообразования в архее северо-востока Балтийского щита (на примере полигона Воче-Ламбина) // Литосфера. 2011. № 6. С. 14-26.
9. Balashov Yu.A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V. New geochronological data on Archaean rocks of the Kola Peninsula // Correlation of Precambrian Formations in the Kola-Karelian Region and Finland. Apatity. 1992. P. 13-34.

10. Smithies R.H. The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite // Earth and Planetary Science Letters. 2000. V. 182. P. 115-125.
11. Daly J.S., Mitrofanov F.P., Morozova L.N. Late Archaean Sm–Nd model ages from the Voche-Lambina area: implications for the age distribution of Archaean crust in the Kola Peninsula, Russia // Precambrian Res. 1993. V. 64. P. 189-195.
12. Drummond M.S, Defant M.J. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons. J. Geophys. Res. 1990. V. 95. P. 21503-21521.
13. Foley S., Tiepolo M., Vannucci R. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones // Nature. 2002. V. 417. P. 837-840.
14. Mitrofanov F.P., Pozhilenko V.I., Smolkin V.F. Geology of the Kola Peninsula. Apatity: KSC RAS. 1995. 145 p.

**ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В КЕЙВСКОМ И СТРЕЛЬНИНСКОМ
ТЕРРЕЙНАХ ЛАПЛАНДСКО-КОЛЬСКОГО КОЛЛИЗИОННОГО ОРОГЕНА,
СЕВЕРО-ВОСТОК БАЛТИЙСКОГО ЩИТА**

Мудрук С.В.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, mudruksergey@mail.ru

**PALAEOPROTEROZOIC DEFORMATIONS IN THE KEIVY AND STREL'NA TERRANES OF THE
LAPLAND-KOLA COLLISIONAL OROGEN, NORTH-EASTERN BALTIC SHIELD**

Mudruk S.V.

Geological Institute, Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences, Apatity, mudruksergey@mail.ru

Введение. Классические палеопротерозойские породы северо-востока Балтийского щита представлены рифтогенными образованиями, заложенными во внутриконтинентальной обстановке [8]. Они отличаются слабой структурной переработкой в условиях зеленосланцевой и местами низких ступеней амфиболитовой фации. Палеопротерозойская ювенильная кора островодужного типа установлена только в ядре Лапландско-Кольского орогена, где она слагает тектонические пластины с подчиненным количеством пластин архейских пород [13]. Эти палеопротерозойские образования принципиально иного генезиса, чем рифтогенные толщи, глубоко метаморфизованы, сильно мигматизированы и испытали интенсивные деформации. Поэтому они в течение длительного времени считались архейскими. Как было установлено по изотопным данным, таковыми являются палеопротерозойские породы серговской толщи Стрельнинского террейна [13]. Метаморфизм высоких ступеней амфиболитовой фации и интенсивные деформации испытали палеопротерозойские парагнейсы и парасланцы Кейвского террейна в районе хр. Серповидного, где они слагают Серповидную синформную структуру. Однако в отличие от островодужных толщ Стрельнинского террейна, палеопротерозойские породы хр. Серповидного сохранили свои первичные структурно-текстурные особенности, имеют рифтогенное происхождение и коррелируются с слабо дислоцированными толщами палеорифта Имандра-Варзуга, испытавшими в основном зеленосланцевый метаморфизм [3, 5].

Таким образом, для создания адекватной модели тектонического развития Кольского региона в палеопротерозое необходимо провести анализ и корреляцию структурно-метаморфических преобразований палеопротерозойских толщ Стрельнинского и Кейвского террейнов, принадлежащих обоим главным типам пород палеопротерозоя, а также вмещающих их архейских толщ.

Крупная колчановидная складка в Кейвском террейне. Серповидная синформная структура расположена в северо-западной части Кейвского террейна, где в ее строении, помимо палеопротерозойских пород, участвуют кейвские парасланцы северо-восточного окончания Кейвского парасланцевого пояса (свита кейв по И.В. Белькову [4]). Серповидная синформа рассматривалась как простая синклиналь [3, 4], но проведенные сотрудниками ГИ КНЦ РАН исследования [7] показали, что она является более сложной построенной структурой.

Синклиналь или антиклиналь? Серповидная структура представляет собой изоклиналичную синформу, ядро которой сложено палеопротерозойскими рифтогенными породами, а крылья – кейвскими парас-

ланцами неясного возраста (AR–PR). В разрезе палеопротерозойского ядра структуры участвуют три толщи: магнетитосодержащая гнейсосланцевая, metabазальтовая и карбонатносланцевая. Первично осадочные структурно-текстурные признаки и петрохимические данные указывают на то, что по меньшей мере внутренняя часть этого ядра (гнейсосланцевая толща) слагает ныряющую антиклиналь. Так, в семи обнажениях пород гнейсосланцевой толщи на северном недеформированном или очень слабо деформированном крыле Серповидной структуры наблюдались параллельная, косая и градационная слоистость, а также поверхности размыва. Во всех этих случаях данные структуры позволили определить нормальное залегание пород. В ритмично слоистых гранат-двуслюдяных парагнейсах подошвенная часть каждого ритма сложена метаморфизованными глинистыми и высокоглинистыми граувакками, а парагнейсы кровельной части – глинами (первичная природа парасланцев определена по методике А.А. Предовского [9]). В пределах каждого ритма по индексам выветривания (химический индекс изменения CIA [16], индекс изменения плагиоклаза PIA [14] и химический индекс выветривания CIW [15]) установлено увеличение степени выветрелости кластогенного материала, исходного для гранат-двуслюдяных парагнейсов, от подошвы к кровле. Таким образом, петрохимические данные и структурно-текстурные признаки, указывающие на положение кровли и подошвы, согласуются друг с другом.

Морфология структуры и её геометрические параметры. По структурным данным и результатам решения обратной задачи поля модуля магнитной индукции установлено, что Серповидная синформа является гигантской колчановидной складкой (рис.) типа «кошачий глаз» (по классификации Дж.Я. Алсопа [10]). Её размеры по оси y , рассчитанной для каждой из трех толщ, варьируют от 7.4 до 8, 9 км, а по оси z – от 0.5 до 1.2 км. Размер складки по оси x были оценены по магнитным и структурным данным. В обоих случаях рассчитанная длина вдоль оси x равна примерно 5 км. Показатель эллиптичности R' составляет 0.22 для гнейсосланцевой толщи, 0.76 – для metabазальтовой и 0.68 – для карбонатносланцевой. Такие значения параметра R' указывают на то, что она образовалась в результате либо простого сдвига, что подтверждается наличием индикаторов простого сдвига во всех деформированных породах [11], либо общего сдвига (комбинация простого и чистого сдвига).

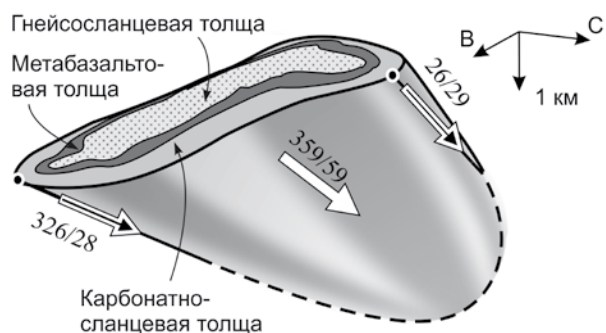


Рис. Морфология палеопротерозойского ядра Серповидной колчановидной складки, реконструированная по структурным данным. Черные стрелки – шарниры, белая стрелка – усредненная минеральная линейность.

Нижнее её крыло сильно пережато, что подтверждается не только результатами детальной магнитной съемки и геологического картирования, но и величинами деформации на разных крыльях [7]. Апикальный угол β Серповидной колчановидной складки составляет 52° для внешней границы палеопротерозойского ядра, а для замыканий в кейвских парасланцах он составляет 43° и 54° . Максимальная величина внутреннего угла α (угол между крыльями) оценивается в $20\text{--}22^\circ$ (без учета пережима ядра и округлости окончания колчана). Линейность в палеопротерозойских породах ядра погружается в среднем по аз. 359° под углом 56° . Эта ориентировка линейности отражает положение оси x колчановидной складки и, соответственно, направление тектонического транспорта с юга на север.

Выводы.

(1). Серповидная структура – это изоклиальная синформа, пережатое ядро которой сложено палеопротерозойскими рифтогенными породами, а крылья – кейвскими парасланцами неясного возраста (AR–PR). Внутренняя часть ядра (гнейсосланцевая толща) является ныряющей антиклиналью.

(2). Серповидная синформа является колчановидной складкой типа «кошачий глаз» с сильно пережатым нижним крылом, апикальным углом $50\text{--}55^\circ$ и внутренним углом $20\text{--}25^\circ$. Она возникла в северо-восточном форланде Лапландско-Кольского коллизионного орогена в условиях простого и/или общего сдвига при крупномасштабных надвиговых движениях с юга на север.

Деформационные структуры и кинематика движений в Стрельнинском террейне были изучены в породах серговской толщи района среднего течения р. Стрельна. Согласно изотопным данным, эта толща является гетерогенной, так как в её составе выявлены как палеопротерозойские [12], так и архейские породы [1]. Объектом наших исследований были супракрустальные породы серговской толщи, для которых было показано их происхождение за счет палеопротерозойского ювенильного материала.

Последовательность деформационных событий и их кинематика. В общем итоге были выделены пять этапов деформаций. На первом этапе D_1 происходило рассланцевание и мигматизация амфиболитов и гнейсов серговской толщи в условиях амфиболитовой фации. На этапе D_2 полосчатость и лейкосома этапа D_1 были смяты в резко асимметричные складки, причем некоторые из них имели криволинейные шарниры. Крылья этих складок сорваны, причем эти срывы являются надвигами, плоскости которых ориентированы параллельно осевым поверхностям складок. Формирование надвигов происходило в условиях высоких ступеней амфиболитовой фации и мигматизации, так как вдоль плоскостей надвигов располагается лейкосома с гранатом. Кинематический анализ этих структур показывает, что они образовались в условиях горизонтального сжатия по линии ССВ–ЮЮЗ. Надвиговые складки этапа D_2 срезаются дайкой кварцевого метадiorита (см. работу В.В. Балаганского и С.В. Мудрука в этой книге). Дайка расланцована и мигматизирована, причём мигматитовая полосчатость смята в открытые асимметричные складки этапа D_3 . К этому же этапу отнесены и взбросы (взбросовые движения происходили к востоку, т.е. косо по отношению к региональному северо-западному простиранию пород. Как и этап D_2 , этап D_3 проходил в условиях горизонтального сжатия. На этапе D_4 формировались сбросы, сдвиговая зона (*shear zone*) растяжения и s-образные открытые складки с крыльями разной мощности. Все эти структуры образовались в условиях растяжения вдоль линии ЗСЗ—ВЮВ. Этап D_5 проходил также в условиях растяжения, при этом растяжение было ориентировано субгоризонтально по линии С–Ю и привело к образованию будинаж-структур. Имеющиеся изотопные данные (см. работу В.В. Балаганского и С.В. Мудрука в этой же книге) позволяют отнести оба этапа горизонтального сжатия к периоду 1.96-1.90 млрд. лет. Более подробное описание деформационных структур и кинематики на каждом из этапов дано в работе [6].

Золотоносные сдвиговые зоны. В одном из обнажений на контакте гнейсов и амфиболитов была выявлена сдвиговая зона с содержанием Au до 2.1 г/т [2]. В гнейсах изученного района наблюдались s-образные изгибы, связанные со сдвиговыми зонами растяжения, причем ориентировка оси растяжения близка к таковой для структур этапа D_4 . На основании этого был сделан вывод, что образование золотоносной сульфидной минерализации произошло на этапе D_4 при субширотном горизонтальном растяжении [6].

Вывод.

Главные надвиговые движения в Стрельнинском террейне в период 1.97-1.92 млрд. лет были направлены к ЮЮЗ и сменились транспрессивными движениями по линии ВСВ–ЗЮЗ в период 1.92-1.90 млрд. лет. Самые поздние структуры, в том числе сдвиговые зоны с золотоносной минерализацией, развивались в условиях растяжения по линии ЗЮЗ–ВСВ 1.9 млрд. лет назад.

Общий вывод. Сопоставление и корреляция изученных деформационных структур и их кинематики в Кейвском и Стрельнинском террейне палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизионного орогена позволяют заключить, что главные надвиговые движения в Кейвском террейне происходили в ССВ направлении от Печенга–Имандра–Варзугской коллизионной сутуры, тогда как в Стрельнинском террейне главные движения происходили в ЮЮЗ направлении от неё. Надвиговые движения, направленные в разные стороны от коллизионного шва, являются характерной чертой коллизионных орогенов [17].

Благодарности. Данная работа обобщает многолетние исследования автора и была бы невозможной без всесторонней поддержки В.В. Балаганского и А.Б. Раевского. Она была завершена при финансовой поддержке программы ОНЗ-6 «Динамика континентальной литосферы: геолого-геофизические модели».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астафьев Б.Ю., Левченков О.А., Ризванова Н.Г. и др. Геологическое строение и изотопно-геохронологическое исследование пород стрельнинского сегмента терского зеленокаменного пояса (Кольский п-ов) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. № 1. Т. 18. С. 3-17.
2. Балаганский В.В., Беляев О.А. Золотоносные сдвиговые зоны в раннем докембрии Кольского п-ова: прогноз и первые результаты // Петрография XXI в. Т. 3. Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. С. 37-38.
3. Белолипецкий А.П., Гаскельберг В.Г., Гаскельберг Л.А. и др. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского п-ова. Л.: Наука, 1980. 238 с.
4. Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 322 с.
5. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 111 с.
6. Мудрук С.В., Балаганский В.В. Структурный анализ серговской толщи палеопротерозоя юго-востока Кольского полуострова, Балтийский щит // Вестник МГТУ. 2009. Т. 12. № 3. С. 492-502.

7. Мудрук С.В., Балаганский В.В., Горбунов И.А., и др. Альпинотипная тектоника в палеопротерозойском Лапландско-Кольском орогене // Геотектоника. 2013. Т. 47. № 4. С. 13-30.
8. Радченко А.Т., Балаганский В.В., Басалаев А.А. и др. Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500000. Отв. ред Ф.П. Митрофанов. Апатиты: КНЦ РАН, 1994. 95 с.
9. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
10. Alsop G.I., Holdsworth R.E., McCaffrey K.J.W. Scale invariant sheath folds in salt, sediments and shear zones // Journal of Structural Geology, 2007. V. 29. № 10. P. 1585-1604.
11. Balagansky V.V., Mudruk S.V., Gorbunov I.A. *et al.* Tectonics of detached middle crust in the north-eastern foreland of the Palaeoproterozoic Lapland-Kola collisional orogen, north-eastern Baltic Shield // Proceedings of the Murmansk State Technical University. 2012. V. 15. № 2. P. 300-310.
12. Daly J. S., Balagansky V.V., Timmerman M.J. *et al.* Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and isotopic evidence supporting a trans-crustal suture in the Lapland Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield // Precambrian Res. 2001. V. 105. N. 2-4. P. 289-314.
13. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J. *et al.* The Lapland-Kola Orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // European Lithosphere Dynamics. Geological Society of London, Memoir 32. 2006. P. 579-598.
14. Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleowethering conditions and provenance // Geology. 1995. V. 23. № 10. P. 921-924.
15. Harnois L. The CIW index: a new Chemical Index of Weathering // Sedimentary Geology. 1988. V. 55. № 3-4. P. 319-322.
16. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715-717.
17. Van der Pluijm S.F., Marshak S. Earth structure. An introduction to structural geology and tectonics. New York-London: W.W. Norton & Company, 2004. 656 p.

ГЛУБИННОЕ МАНТИЙНОЕ ВЕЩЕСТВО В ПОРОДАХ МОНЧЕТУНДРОВСКОГО МАССИВА

Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Борисенко Е.С., Серов П.А., Елизаров Д.В.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, nerovich@geoksc.apatity.ru

DEEP MANTLE SUBSTANCE IN THE ROCKS OF THE MONCHETUNDRA MASSIF

Nerovich L.I., Bayanova T.B., Borisenko E.S., Serov P.A., Elizarov D.V.

Geological Institute KSC RAS, Apatity

В последнее десятилетие общепринято связывать образование палеопротерозойских платиноносных интрузий Балтийского щита с подъемом мощного мантийного плюма в центральной части Кольского региона [7, 12]. Так как петрологические, изотопно-геохимические и геохимические особенности пород палеопротерозойских расслоенных массивов Балтийского щита свидетельствуют, что основным источником вещества их расплавов является верхняя мантия, а дополнительным – вещество коры, предполагалось, что раннедокембрийские плюмы отличались от фанерозойских и состояли из разной степени деплетированного ультраосновного материала [12, 14]. В ходе изучения Sm-Nd, Rb-Sr изотопных систем и распределения редких элементов в породах дайково-жильного комплекса Мончетундровского массива было установлено, что исходные расплавы для палеопротерозойских даек титанистых ферродолеритов (Tit-dol) продуцировались из глубинного плюмового источника ОІВ типа с участием компонента астеносферной мантии [5].

ОІВ-подобные геохимические характеристики базитовых расплавов, аналогичные наблюдаемым в Ti-dol Мончетундровского массива, в современной литературе сопоставляются с плюмовым источником, причем не только в океанах, но и на континентах. Производные высокотитанистых «плюмовых» магм достаточно широко представлены в крупных магматических провинциях фанерозоя, в том числе в траппах

Сибири и Декана, а также в неопротерозойских провинциях платобазальтов Канады и США и в Волинско-Брестской на западе Восточно-Европейского кратона [6, 17, 18, 21].

Дайки Ti-dol имеют СЗ и С простирание, вертикальное и субвертикальное положение резких прямолинейных контактов. Мощность даек изменяется от первых десятков сантиметров до 10 метров, протяженность колеблется от нескольких метров до 100 метров. Отмечаются дайки как с хорошей сохранностью первичных минералов и/или структур пород, так и полностью преобразованные в амфиболиты. Последнее определяется их нахождением в зонах рассланцевания и бластомилонитизации. В дайках отсутствуют как зоны закалки, так и видимые признаки магматической дифференциации вкрест простирания тел. Изучение вариаций состава по простиранию протяженной дайки Ti-dol от зоны выклинивания к более мощной ее части показало, что при наблюдаемых мощностях тел масштабы влияния процесса магматической дифференциации незначительны.

Среди Ti-dol выделены две подгруппы: Ti-dol₁ и Ti-dol₂. В наиболее хорошо сохранившейся дайке из подгруппы Ti-dol₂ порода сложена плагиоклазом (60%), клинопироксеном (25%), кварцем (10%), рудным минералом (5-7%). Вторичные минералы представлены амфиболом и биотитом. Структура породы порфировая офитовая, обусловленная присутствием лейстовидных разноориентированных вкрапленников плагиоклаза. В основной массе выявлена микроофитовая структура, образованная идиоморфными вытянутыми кристаллами плагиоклаза и ксеноморфными зернами клинопироксена. В дайках Ti-dol₁ первичные темноцветные минералы полностью замещены амфиболом и лишь в единичных случаях сохраняются реликты офитовой структуры. Такие породы состоят из плагиоклаза (50-60%), амфибола (25-35%) и рудного минерала (15%). Сильно метаморфизованные разности Ti-dol представлены плагиоамфиболитами и амфиболитами с лепидогранобластовой структурой. В пределах изученной площади массива дайки Ti-dol₁ встречаются чаще, чем дайки Ti-dol₂.

Ti-dol относятся к породам нормального ряда ($\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$), толеитовой серии. Ti-dol₂ – кварцнормативные, Ti-dol₁ имеют как кварц-, так и оливиннормативные составы. В Ti-dol₁ наряду с оливином иногда в небольшом количестве отмечается нормативный нефелин. Ti-dol₁ отличаются от Ti-dol₂ более высоким содержанием TiO₂, MgO, CaO, Co и более низким содержанием SiO₂ и K₂O. Для Ti-dol обращает на себя внимание высокое отношение TiO₂/Na₂O, которое является важным критерием глубинности процессов мантийного магнеообразования [8, 22]. В Ti-dol₁ оно достигает значения 4.1.

По высокому содержанию несовместимых элементов, включая редкоземельные, и дифференцированному спектру их распределения ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 9.3-14.3$) Ti-dol Мончетундровского массива сопоставимы с базальтами океанических островов (OIB). Ti-dol Мончетундры, также как и другие породы с OIB-подобными характеристиками [10, 16, 19, 20, 23] имеют высокие значения отношений Nb/U (48-60), Th/Yb (1.5-1.98), Ta/Yb (1.1-1.44) и низкие Zr/Nb (5-7) отношения. Аналогично другим OIB в них, при обогащении в целом несовместимыми элементами и Ta-Nb максимуме, наблюдается относительное обеднение Rb, Ba, что указывает на отсутствие коровой компоненты в протолите Ti-dol. В то же время несколько повышенные, более характерные для вулканитов срединно-океанических хребтов (MORB) значения La/Nb (0.84-1.16) отношения могут свидетельствовать об участии компонента астеносферной мантии в их явно обогащенном некогерентными элементами источнике. Наиболее вероятно это для Ti-dol₁, мультиэлементные спектры, которых демонстрируют резкое относительное обеднение крупноионными литофильными элементами, что обычно более присуще производным источников MORB.

К настоящему времени геохронологические исследования цирконов из Ti-dol еще полностью не закончены. Предварительно возраст образования Ti-dol оценивается в 2470 ± 20 млн. лет. Полученная цифра возраста не противоречит ограничениям, наложенным геологической позицией даек в массиве. Верхним пределом возраста внедрения, в разной степени метаморфизованных Ti-dol Мончетундровского массива может служить возраст заложения Мончетундровского разлома, который оценивается в 2.0-1.9 млрд. лет [13]. Нижним пределом возраста внедрения даек Ti-dol является возраст формирования пород верхней зоны (2.47 млрд. лет [2, 4]) Мончетундровского массива, которые они прорывают. Ti-dol выделяются высокими содержаниями Sm и Nd и имеют положительные значения ϵ_{Nd} (+0.6 ÷ +6.12) для возраста 2.47 млрд. лет, но и для 2.0 млрд. лет положительные значения преобладают. Sm-Nd изотопные данные указывают на обедненный относительно DM мантийный источник расплавов для Ti-dol. Значения Isr в Ti-dol составляют 0.7028 и 0.7035 для возрастов 2.47 и 2.0 млрд. лет соответственно, что выше, чем в деплетированной мантии на соответствующий возраст и не согласуется с DM источником.

Ti-dol Мончетундровского массива, также как и другие дайки титанистых долеритов Мончегорского района, не имеют геохимических аналогов среди вулканитов Печенга-Имандра-Варзугской рифтоген-

ной структуры [7]. Вулканисты, имеющие близкое к Ti-dol содержание петрогенных элементов, обеднены по сравнению с ними легкими редкоземельными элементами (REE). Сопоставимый с Ti-dol Мончетундровского массива уровень содержаний легких REE при несколько меньших содержаниях тяжелых REE, имеют только магнезиальные пикритовые разности титанистых базальтов палеопротерозойской структуры Печенга-Имандра-Варзуга [3, 9]. Кроме того Ti-dol Мончетундровского массива отличаются от даек титанистых долеритов других районов Кольского п-ова и даже других участков Мончегорского района. Так, содержание K_2O в дайках, прорывающих породы, слагающие г. Ниттис по данным [1] составляет 1.54 мас. %, г. Генеральскую – 0.91-1.26 мас. %. В дайке с Приозерного участка оз. Имандра содержится 1.64 мас. % K_2O , с Кировогорского железорудного карьера – 0.87 мас. %. Это чаще превышает содержание K_2O в Ti-dol₂ (0.9-0.94 мас. %) и тем более в Ti-dol₁ (0.35-0.79 мас. %). Из всех долеритовых даек, охарактеризованных в [1], на Ti-dol Мончетундровского массива больше всего похожа дайка палеозойских титанистых долеритов с Западных Кейв (K30, 322±68 млн. лет). Данная порода имеет близкое содержание петрогенных элементов, в том числе низкое содержание щелочей ($Na_2O = 2.13$, $K_2O = 0.5$), сходные изотопно-геохимические характеристики ($\epsilon_{Nd}(T)=+5.4$, $I_{Sr}(T)=0.7042$), сопоставимый уровень содержаний и дифференцированный характер распределения REE, высокие содержания высокозарядных элементов и Nb максимум.

Высокие содержания большинства несовместимых элементов, OIB-подобный тип их распределения, Ta и Nb максимумы, высокие значения отношений Nb/U, Th/Yb, Ta/Yb, низкие Zr/Nb, высокое отношение TiO_2/Na_2O , все перечисленное указывает на определяющий вклад глубинного плюмового компонента в протолите Ti-dol Мончетундровского массива. Ti-dol – это вещественное выражение палеопротерозойского плюма. К ним очень подходит определение, которое использует в своих работах А. Щипанский [15], «пальцы плюма». Вклад деплетированного вещества в источник Ti-dol может быть связан с захватом материала астеносферной мантии в процессе подъема плюма. Присутствие под Мончетундровским массивом палеопротерозойских даек низкокальциевых толеитов, отвечающих по составу предельно деплетированным базальтам срединно-океанических хребтов [11] фиксирует для палеопротерозоя наличие в данном районе пород, отвечающих характеристикам производных астеносферной мантии. Сходство Ti-dol с некоторыми палеозойскими дайками, по-видимому, объясняется тем, что формирование крупных палеопротерозойской и палеозойской магматических провинций Кольского полуострова, связано с активизацией глубинных уровней Земли, с плюмом.

Среди всех изученных пород Мончетундровского массива, вещественный вклад плюма уверенно устанавливается только для даек Ti-dol [5]. Собственно расслоенные породы массива характеризуются предельно низкими содержаниями большинства несовместимых элементов, слабо дифференцированным спектром распределения REE, Nb минимумом, низким Nb/U отношением, преимущественно отрицательными значениями ϵ_{Nd} [4]. Подобная «бедность» состава наиболее согласуется с высокой степенью плавления литосферной мантии, истощенной некогерентными элементами после архейских процессов корообразования, над поднимающимся мантийным плюмом. Участие корового компонента определяет относительное обогащение крупноионными литофильными элементами и Nb минимум. Только в единичных образцах пород расслоенного комплекса отмечается повышение Nb/U и Nb/Y отношений при низком содержании самих элементов, причины которого пока неясны. Более высокие содержания REE, чем в расслоенных породах массива, характерны для жил габбро-пегматитов. Наиболее естественно объяснить это накоплением REE в остаточном расплаве, а относительное обогащение крупноионными литофильными элементами еще и контаминацией коровым материалом. В то же время стабильно повышенные значения Nb/U отношения (14.8-24.3) и наличие как положительных (+2.58, +3.79), так и отрицательных (-2.12) значений ϵ_{Nd} указывают на более сложный и более смешанный характер источника. Представляется возможным объяснить изотопно-геохимические особенности габбро-пегматитов не только накоплением несовместимых элементов в продуктах остаточной магмы или вкладом коровой составляющей, но и с неоднородным и неравномерным подтоком глубинных флюидов из подлитосферных мантийных источников. В целом же, для пород массива плюм – это, прежде всего «печка», основная его роль заключается в вызванных им масштабных процессах плавления в литосферной мантии. И таким образом, выявление в Мончетундровском массиве палеопротерозойских даек Ti-dol, исходные магмы которых генерировались из глубинного плюмового источника, является реальным доказательством определяющей роли плюм-тектонических процессов в палеопротерозое Балтийского щита.

Работа выполнена при финансовой поддержке МОиН РФ (ГК 16.515.11.5013), грантов РФФИ № 11-05-12012, № 11-05-00570 и № 11-05-92704, приоритетных научных программ ОНЗ РАН №№ 2, 4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука, 2009. 383 с.
2. Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Митрофанов Ф.П. и др. Мончетундровский базитовый массив Кольского региона: новые геологические и изотопно-возрастные данные // Докл. АН. 2010. Т. 431. № 2. С. 1-7.
3. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры (под ред. Ф.П. Митрофанова и В.Ф. Смолькина). Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1995. 256 с.
4. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э. и др. Новые данные по геологии, петрографии, изотопной геохимии и ЭПГ минерализации Мончетундровского массива // Вестник МГТУ. 2009. Т.12. № 3. С. 461-477.
5. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Серов П.А. и др. Магматические источники даек и жил Мончетундровского массива // Тр. IX Всеросс. (с межд. участ.) Ферсмановской научной сессии (2-3 апреля 2012). Апатиты. С. 181-186.
6. Носова А.А., Кузьменкова О.Ф., Веретенников Н.В. и др. Неопротерозойская Волыньско-Брестская магматическая провинция на западе Восточно-Европейского кратона: особенности внутриплитного магматизма в области древней шовной зоны // Петрология. 2008. № 2. Т. 16. С. 115-147.
7. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение (под ред. Ф.П. Митрофанова и В.Ф. Смолькина). В 2-х ч. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2004. Ч. 1. 177 с.
8. Рябчиков И.Д. Мантийные магмы – сенсор состава глубинных геосфер // Геология рудных месторождений. 2005. № 6. Т. 47. С. 501-515.
9. Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272 с.
10. Туркина О.М. Лекции по геохимии мантии и континентальной коры: Учеб. пособие / Новосибирск. Новосиб. гос. ун-т., 2007. 150 с.
11. Федотов Ж.А., Серов П.А., Елизаров Д.В. Толеиты из деплетированной субкратонной мантии в корневой зоне Мончегорского плутона, Балтийский щит // Докл. АН. Т. 429. № 2. 2009. С. 1-5.
12. Шарков Е.В., Богатиков О.А., Красивская И.С. Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 2000. № 2. С. 3-25.
13. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Беляцкий В.Б. и др. Время формирования Мончетундровского разлома (Кольский полуостров) по данным Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систематик метаморфических парагенезисов // Геохимия. 2006. № 4. С. 355-364.
14. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 503-522.
15. Щипанский А.А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.: Издательство ЛКИ, 2008. 560 с.
16. Condie, K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491-504.
17. Dupuy C., Michard A., Dostal J. *et al.* Isotope and trace-element geochemistry of Proterozoic Natkusiak flood basalts from the northwestern Canadian Shield // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 15-25.
18. Farmer G.L. Continental Basaltic Rocks // Treatise on Geochemistry. 2003. V. 3. P. 85-121.
19. Hofmann A. W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385. P. 219-229.
20. Pearce J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // Continental basalts and mantle xenoliths: Papers prepared for a UK Volcanic studies group meeting at the University of Leicester. Nantwich: Shiva, 1983. P. 230-249.
21. Puffer J.H. Late Neoproterozoic Eastern Laurentian Superplume: location, size, chemical composition, and environmental impact // Amer. J. Science. 2002. V. 302. P. 1-27.
22. Putirka K. Clinopyroxene+liquid equilibria to 100 kbar and 2450 K // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 135. P. 151-163.
23. Tomlinson K.Y., Condie K.C. Archean mantle plumes: evidence from greenstone belt geochemistry // Mantle plumes: their identification through time // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 2001 V. 352. P. 341-358.

**ИЗОТОПНОЕ U-Pb (ID-TIMS И SHRIMP) ДАТИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ
ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ ИНГОЗЕРСКОГО МАССИВА, КОЛЬСКИЙ П-ОВ**

Ниткина Е.А.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты, nitkina@rambler.ru

**ISOTOPE U-Pb (ID-TIMS AND SHRIMP) DATING PROCESSES OF GRANITIZATION OF THE
INGOZERO MASSIF, KOLA PENINSULA**

Nitkina E.A.

Geological Institute KSC RAS, Apatity

Ингозерский массив расположен в Терском блоке Беломорского террейна Кольского п-ова и сложен гнейсами и гранитоидами архея [1, 7, 10], которые представляют собой комплекс основания. Архейские комплексы основания, как картируемые геологически значимые структуры имеют название тоналит-трондjemит-гнейсового комплекса – TTG [8]. Процессы наложенного ультраметаморфизма и плавления (анатексиса) в комплексах основания приводили к изменению состава пород и минералов [8], в том числе к изменениям изотопных систем в минералах-геохронометрах, то есть к «омоложению» возрастных датировок. Реликтами в ремобилизованных комплексах основания бывают участки пород разных размеров и минералы, в том числе геохронометры, особенно часто циркон, обладающий наиболее прочной структурой.

Датировок древнее 3.0 млрд. лет по детритовым цирконам по Кольскому п-ову достаточно много [6, 3], что, по мнению акад. Ф.П. Митрофанова, свидетельствует о небольшом переносе материала, т.е. массивы, из которых данный циркон привносился, располагаются, скорее всего, недалеко от мест их находок. Кроме того породы Архея метаморфизованы в гранулитовых фациях метаморфизма, есть лишь малая доля террейнов, где комплекс основания (инфраструктуры) метаморфизован в амфиболитовой фации, в т. ч. Ингозерский массив.

В ранее проведенных исследованиях [1, 7, 4, 5, 9] в пределах Ингозерского блока выделены следующие типы пород: биотитовые, биотит-амфиболовые, амфибол-биотитовые гнейсы, гранитогнейсы, амфиболиты, гранодиориты и пегматиты [2].

Взаимоотношения между этими породами установлены на детальных участках (по материалам [7]). В обнажениях наблюдаются слабомигматизированные мелкозернистые биотитовые гнейсы и полевошпатовые амфиболиты, находящиеся в виде ксенолитов среди розовых микроклиновых гранитов различной зернистости и пегматитов. Во всех ксенолитах гнейсов наблюдается одинаковая ориентировка сланцеватости, совпадающая с ориентировками сланцеватости в гнейсах основания. Взаимоотношения между розовыми микроклиновыми гранитами различной зернистости и пегматитами носят характер нечетких границ, в которых происходит переход от одной разновидности пород к другой. Также наблюдаются послойные пегматитовые жилы в ксенолитах гнейсов. Эти пегматитовые жилы и разнозернистые микроклиновые граниты секутся кварцевой жилой.

В породах Ингозерского комплекса наблюдается следующая последовательность эндогенных процессов (по материалам [7]):

1 этап – образование пород, исходных для биотитовых гранитогнейсов; 2 этап – внедрение даек основных пород, впоследствии превращенных в полевошпатовые амфиболиты; 3 этап – деформация пород, расланцевание; 4 этап – внедрение тел гранитов и послойная микроклинизация биотитовых гнейсов; 5 этап – внедрение крупных тел пегматитов (гнейсы сохраняются в виде не развернутых ксенолитов); 6 этап – образование разноориентированных пегматитовых и гранитных жил небольшой мощности, с гранатом и без него; 7 этап – внедрение кварцевых жил; 8 этап – мелкие разрывы со смещениями (как левосдвиговые, так и правосдвиговые).

Цель данного исследования – установление возрастов формирования пород комплекса TTG Ингозерского блока, а также внедрения гранитных и пегматоидных тел и установление временной шкалы геологических процессов, проявленных в Ингозерском блоке. На изотопное U-Pb датирование были отобраны пробы биотитовых гнейсов (Н-10-01), амфибол-биотитовых гнейсов (Н-10-07) и биотит-амфиболовых гнейсов (Н-10-08) для Ингозерского блока определены следующие возрастные данные. Предварительное изотопное U-Pb датирование циркона и других аксессуарных минералов было проведено для гранитов (Н-10-06), послойных жил пегматоидного материала в гнейсах (Н-10-10), жильных гранитов (Н-10-09). Химический состав проб приведен в таблице 1.

Проба биотитовых гнейсов Н-10-01 отобрана в районе развития биотитовых гнейсов, юго-западный берег оз. Нижнее Капустное. Анализ циркона из этой был проведен методом датирования единичных цирконов. Из пробы отобраны кристаллы циркона с тонкой магматической зональностью: 1 – полупрозрачные длиннопризматические кристаллы темно-коричневого цвета с корродированной поверхностью, блеск стеклянный; 2 – темно-коричневые полупрозрачные призматические кристаллы гиацинтового типа с корродированной поверхностью, блеск стеклянный; 3 – темно-коричневые полупрозрачные длиннопризматические кристаллы игольчатого типа с корродированной поверхностью, блеск стеклянный. На U-Pb диаграмме дискордия, построенная по трем фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение, равное 3149±46 млн. лет, СКВО=0.034.

Таблица 1. Химический состав пород Ингозерского блока.

| № пробы | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O |
|---------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|------|------|-------------------|------------------|
| Н-10-01 | 71.12 | 0.26 | 14.22 | 0.22 | 2.94 | 0.037 | 0.65 | 2.46 | 5.20 | 1.70 |
| Н-10-07 | 67.81 | 0.49 | 13.90 | 0.11 | 4.77 | 0.075 | 1.69 | 3.95 | 4.13 | 1.37 |
| Н-10-08 | 66.55 | 0.47 | 13.85 | 1.09 | 4.40 | 0.059 | 2.00 | 4.29 | 4.26 | 1.32 |
| Н-10-06 | 73.01 | 0.14 | 13.06 | --- | 3.13 | 0.03 | 0.16 | 1.28 | 3.57 | 4.45 |
| Н-10-09 | 73.22 | 0.06 | 13.96 | --- | 1.64 | 0.02 | 0.04 | 0.45 | 4.39 | 4.99 |
| Н-10-10 | 68.25 | 0.04 | 16.78 | --- | 1.71 | 0.08 | 0.04 | 0.64 | 5.13 | 6.06 |

Таблица 2. Время проявления геологических процессов в Ингозерском блоке.

| | Время проявления геологических процессов, млн. лет | | | |
|--------------------------|--|--------------|--------------------|-----------------|
| | ID-TIMS | | SHRIMP | T _{DM} |
| | кристаллизации (образования) | метаморфизма | | |
| Жилы гранита | 1644±7 | | | |
| Послойные пегматиты | 2549±30 | | | |
| Гранитоидные тела | 2615±8 | | | |
| Амфибол-биотитовый гнейс | | | 2667±7 | |
| Биотит-амфиболовый гнейс | | | 2739±12 2690±41 | |
| Биотитовый гнейс | | | 2697±9 | |
| Амфибол-биотитовый гнейс | | | 2725±2 | 2596 |
| Биотит-амфиболовый гнейс | | | 2727±5 | 3493 |
| Биотитовый гнейс | 3149±46 | | | 3613 |

Из пробы Н-10-01 отобраны четыре популяции циркона для изотопного U-Pb датирования классическим методом. На изотопной U-Pb диаграмме с конкордией фигуративные точки популяций представлены следующими типами циркона: из фракции -0.075 мм навеска – все цирконы фракции (№ 1); из фракции +0,15 мм – темно-коричневый прозрачный циркон от короткопризматического до призматического облика слабо-трещиноватый (№ 2); из фракции от -0.15 до + 0.1 мм – темно-коричневый прозрачный слабо-трещиноватый циркон от короткопризматического до призматического облика (№ 3); из фракции от -0.1 до +0.075 мм – все типы, представленные во фракции (№ 4). На U-Pb диаграмме дискордия, построенная по четырем фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение, равное 2697±9 млн. лет, СКВО=1.8.

На изотопной U-Pb диаграмме с конкордией для амфибол-биотитовых гнейсов (Н-10-07) фигуративные точки популяций представлены следующими типами циркона: первая – второй стадией двустадийного растворения темно-коричневого прозрачного слабо-трещиноватого циркона призматического облика; вторая – темно-коричневыми полупрозрачными призматическими кристаллами гиацинтово-цирконового типа; третья – светло-коричневыми полупрозрачными призматическими и короткопризматическими кристаллами гиацинтово-цирконового типа; четвертая – темно-коричневыми полупрозрачными длиннопризматическими кристаллами цирконового типа; пятая – второй стадией двустадийного растворения темно-коричневого мутного полупрозрачного слабо-трещиноватого циркона от короткопризматического до призматического облика. На U-Pb диаграмме фигуративная точка первой популяции имеет конкордантный

возраст 2667 ± 7 млн. лет, СКВО=1.2; тогда как дискордия, построенная по четырем фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение с конкордией, равное 2725 ± 2 млн. лет, СКВО=0.061.

На изотопные U-Pb исследования из коренного обнажения на юго-восточном берегу оз. Ингозеро отобрана проба биотит-амфиболовых гнейсов Н-10-08. Из пробы отобраны шесть популяции циркона, представленные следующими типами: (№ 1) – первый этап двустадийного растворения темно-коричневого прозрачного трещиноватого циркона призматического облика; (№ 2) – розовый прозрачный циркон от короткопризматического до призматического облика; (№ 3) – темно-коричневыми прозрачными кристаллами гиацинтово-цирконового типа; (№ 4) – коричневыми полупрозрачными кристаллами игольчатого типа; (№ 5) – коричневыми прозрачными кристаллами гиацинтового типа; (№ 6) – бледно-розовыми прозрачными призматическими кристаллами гиацинтово-цирконового типа. На U-Pb диаграмме дискордия, построенная по шести фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение с конкордией, равное 2727 ± 5 млн. лет, СКВО=1.13.

Наиболее древний возраст 3149 ± 46 млн. лет, установлен для биотитовых гнейсов методом U-Pb датирования единичных цирконов, скорее всего, он отражает время образования протолита гнейсов. Время проявления процессов метаморфизма в породах данного массива, установленное TIMS методом (ГИ КНЦ РАН) и подтвержденное методом SHRIMP при датировании проб во Всероссийском геологическом институте (ВСЕГЕИ), составляет для биотитовых гнейсов – 2697 ± 9 млн. лет; для амфибол-биотитовых гнейсов – 2725 ± 2 и 2667 ± 7 млн. лет; и для биотит-амфиболовых гнейсов – 2727 ± 5 млн. лет.

Для проб гнейсов Sm-Nd методом установлены возрасты TDM: биотитовые гнейсы – 3613 млн. лет, амфибол-биотитовые гнейсы – 2596 млн. лет, биотит-амфиболовых гнейсов – 3493 млн. лет.

Полученные при предварительном U-Pb датировании циркона и других акцессорных минералов возраста составляют для проб гранитов – 2615 ± 8 млн. лет, послонных жил пегматоидного материала в гнейсах – 2549 ± 30 млн. лет и среднезернистого гранита из жил – 1644 ± 7 млн. лет.

В результате проведения изотопного U-Pb датирования различных пород ТТГ комплекса Ингозерского блока установлены следующие возрастные этапы формирования массива (табл. 2): образование протолита биотитовых гнейсов – 3149 ± 46 млн. лет; метаморфизм, деформация пород, расланцевание – 2727 ± 5 – 2725 ± 2 – 2697 ± 9 – 2667 ± 7 млн. лет; внедрение тел гранитов – 2615 ± 8 млн. лет и послонная микроклинизация биотитовых гнейсов – 2549 ± 30 млн. лет; образование разноориентированных пегматитовых и гранитных жил небольшой мощности 1644 ± 7 млн. лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ №11-05-00570, 13-05-00493, офи-м 13-05-12055, Программы ОНЗ РАН № 4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батиева И.Д., Бельков И.В. Гранитоидные формации Кольского п-ова // Очерки по петрологии, минералогии и металлогении Кольского п-ов. Л.: Наука, 1968. С. 5-143.
2. Бельков И.В., Загородный В.Г., Предовский А.А. и др. Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия С-В части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 141-150.
3. Вревский А.Б., Богомолов Е.С., Зингер Т.Ф. и др. Полихронность источников и изотопный возраст вулканогенного комплекса (Арваренчская свита) Имандра-Варзугской структуры, Кольский п-ов // Докл. АН. 2010. № 3. Т. 431. С. 377-381.
4. Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита (Объяснительная записка к тектонической карте С-В части Балтийского щита м-ба 1:500000) (отв. ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты: КФАН СССР, 1992. 112 с.
5. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Принципы и главные черты тектонического районирования северо-восточной части Балтийского щита // Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: КФАН СССР, 1978. С. 3-12.
6. Кожевников В.Н., Скублов С.Г., Марин Ю.Б. и др. Хадей-Архейские детритовые цирконы из ятулийских кварцитов и конгломератов Карельского кратона // Докл. АН. 2010. № 1. Т. 431. С. 85-90.
7. Козлов Н.Е., Сорехтин Н.О., Глазнев В.Н. и др. Геология архея Балтийского щита. СПб.: Наука, 2006. 329 с.
8. Митрофанов Ф.П. Современные проблемы и некоторые решения докембрийской геологии кратонов // Литосфера. 2001. № 1. С. 5-14.
9. Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500 000 (ред. Ф.П. Митрофанов). Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1994. 95 с.
10. Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид востока Балтийского щита. М.: Недра, 1966.

**ДАНАИТ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: СТРУКТУРА, СОСТАВ, ПРИМЕСИ,
ИЗОМОРФНЫЕ ЗАМЕЩЕНИЯ**

Онуфриенок В.В.

Институт горного дела, геологии и геотехнологий СФУ, Красноярск, VOnufriynok@yandex.ru

**THE DANAITE OF YENISEI RANGE: STRUCTURE, COMPOSITION, IMPURITIES,
ISOMORPHIC REPLACEMENT OF**

Onufriynok V.V.

Institute of the Mining, Geology and Geotechnology SFU, Krasnoyarsk

Большинство минералов золоторудных месторождений содержат в кристаллической структуре примесные атомы различной природы. Концентрация золота и других металлов, важных для народного хозяйства, может достигать в структуре таких минералов значительных величин. Например, арсенопирит (FeAsS), данаит ($\text{Fe}_{0.90}\text{Co}_{0.10}\text{AsS}$ - $\text{Fe}_{0.65}\text{Co}_{0.35}\text{AsS}$), глаукоdot ($\text{Co}_{0.50}\text{Fe}_{0.50}\text{AsS}$), алоказит ($\text{Co}_{1-x}\text{Fe}_x\text{AsS}$, при $x \approx 0.00-0.35$) и кобальтин (CoAsS) обычно содержит изоморфные примеси кобальта, никеля, а также меди, золота [1, 5, 7]. В работах [2, 4] отмечается, что кристаллические структуры всей группы рассматриваемых минералов можно топологически разделить на структуры типа пирит-марказит. Также указывается общая структурная особенность этих минералов. В работах [1, 3, 9] рассмотрены минералы в области композиционных составов $\text{Fe}_{0.75}\text{Co}_{0.25}\text{AsS}$, $\text{Fe}_{0.96}\text{Co}_{0.04}\text{AsS}$ и $\text{Co}_{0.82}\text{Fe}_{0.18}\text{AsS}$. В статье [10] представляется описание структуры глаукодота и ее структурных аналогий с минералом типа марказита.

Обычно в минералогической литературе все минералы рассматриваемого композиционного ряда представляются химическими формулами в достаточно идеализированном варианте. Например, реальный природный минерал из указанного выше композиционного ряда может в конечном итоге представляться химической формулой $\text{Fe}_{1-x}[\text{Co,Cu,Zn,Ni,Ag,Au}]_{\Sigma=x}[\text{AsS}]_{1-y}[\text{Sb,Se,Te}]_{\Sigma=y}$. Однако при таком описании минерала на первый план выдвигается проблема понимания, какие атомы изоморфно замещают ионы материнской матрицы в узлах кристаллической решетки, а какие рассеяны по всему кристаллу. Тогда необходимы уточнения, в каких позициях расположены рассеянные атомы и чем определяются эти позиции.

Все эти минералы представляют собой определенные области составов вдоль композиционного ряда FeAsS-CoAsS, в основе которого постепенное изоморфное замещение ионов железа ионами кобальта. Если арсенопирит, глаукоdot, алоказит и кобальтин достаточно детально исследованы, то данаит часто авторами даже не выделяется в отдельную область представленного композиционного ряда [1, 6, 8]. То же самое можно сказать и об Co – арсенопирите. Это можно объяснить тем, что эти минералы практически структурно идентичны арсенопириту и отличаются от него только более высоким процентным содержанием кобальта, поэтому зачастую авторы их не различают и относят к арсенопириту. Однако принципиальное отличие этих минералов от арсенопирита в том, что в арсенопирите атомы кобальта не входят в структуру, а в минералах данаит и Co – арсенопирит атомы кобальта участвуют в изоморфном замещении атомов материнской матрицы. Если данаит можно достаточно четко отделить от арсенопирита по достаточно высокому содержанию кобальта по сравнению с арсенопиритом стехиометрического состава, то определить границу между Co – арсенопиритом и арсенопиритом только по процентному содержанию кобальта нельзя. Процентное содержание кобальта в арсенопирите и Co – арсенопирите может совпадать. Отличие, как уже отмечалось выше, в том, что в первом случае нет изоморфного замещения, а во втором есть.

Цель исследования: а) установить минеральный состав арсенопирита месторождения «Панимба» с повышенным содержанием кобальта; б) рассчитать атомный процент (или долю) примесных атомов в структуре; в) получить критерий, устанавливающий факт изоморфного замещения примесным атомом атом материнской матрицы; г) получить расчетные формулы, определяющие процент примесных атомов, изоморфно замещающих атомы железа в структуре данаита; д) на основе анализа полученных значений определить, какие примесные атомы участвуют в изоморфном замещении, а какие не участвуют; е) установить позиции примесных атомов в структуре данаита, не участвующих в изоморфном замещении.

Исследовался данаит и Co-арсенопирит из участка Михайловский месторождения «Панимба» в Енисейском кряже (Красноярский край, Россия). Химический состав изучаемых образцов определялся на установке «Самбах-Мисго» в лаборатории микронзондового анализа СО РАН.

Результаты исследований минерального состава образцов представлены в таблице 1. Результаты микрозондового анализа, выраженные в весовых или массовых процентах (α), мало подходят для анализа кристаллографических свойств минерала, поскольку в таком случае полученные данные зависят от двух параметров – номера исследуемого элемента примеси в периодической таблице и доли (β) таких примесных атомов в структуре анализируемого образца.

Таблица 1. Результаты микрозондового анализа и расчетов примесных атомов в структуре данаита.

| (S+As)/Fe экспер | Co | | | Ni | | | Au | | | Cu | | |
|------------------|------------------|-------------------|-----------------------|------------------|-----------------------|-------------------|------------------|-----------------------|-------------------|------------------|-----------------------|-------------------|
| | (S+As)/Fe расчет | α , мас. % | $\beta \cdot 10^{-2}$ | (S+As)/Fe расчет | $\beta \cdot 10^{-2}$ | α , мас. % | (S+As)/Fe расчет | $\beta \cdot 10^{-3}$ | α , мас. % | (S+As)/Fe расчет | $\beta \cdot 10^{-3}$ | α , мас. % |
| 2.3487 | 2.2109 | 3.81 | 10.547 | 2.0174 | 0.8711 | 0.314 | 2.0000 | – | – | 2.0028 | 1.4094 | 0.055 |
| 2.4820 | 2.3214 | 5.80 | 16.073 | 2.0340 | 1.7009 | 0.613 | 2.0005 | 0.28 | 0.035 | 2.0017 | 0.8712 | 0.034 |
| 2.2995 | 2.2664 | 4.81 | 13.323 | 2.0276 | 1.3817 | 0.498 | 2.0000 | – | – | 2.0000 | – | – |
| 2.3383 | 2.2403 | 4.34 | 12.018 | 2.0163 | 0.8156 | 0.294 | 2.0003 | 0.14 | 0.017 | 2.0011 | 0.5637 | 0.022 |
| 2.3955 | 2.2764 | 4.99 | 13.823 | 2.0181 | 0.9072 | 0.327 | 2.0000 | – | – | 2.0000 | – | – |
| 2.1900 | 2.1549 | 2.80 | 7.7475 | 2.0204 | 1.0238 | 0.369 | 2.0000 | – | – | 2.0003 | 0.1537 | 0.006 |
| 2.1329 | 2.0873 | 1.58 | 4.3690 | 2.0300 | 1.5039 | 0.542 | 2.0003 | 0.16 | 0.02 | 2.0023 | 1.1531 | 0.045 |
| 2.2041 | 2.1549 | 2.80 | 7.7475 | 2.0436 | 2.1839 | 0.787 | 2.0005 | 0.28 | 0.034 | 2.0000 | – | – |
| 2.0487 | 2.0702 | 1.27 | 3.5112 | 2.0137 | 0.6852 | 0.247 | 2.0000 | – | – | 2.0002 | 0.1025 | 0.004 |
| 2.0688 | 2.0774 | 1.40 | 3.8709 | 2.0008 | 0.0416 | 0.015 | 2.0004 | 0.21 | 0.026 | 2.0000 | – | – |
| 2.0839 | 2.0591 | 1.07 | 2.9580 | 2.0024 | 0.1221 | 0.044 | 2.0000 | – | – | 2.0005 | 0.2819 | 0.011 |
| 2.0481 | 2.0552 | 1.00 | 2.7643 | 2.0000 | – | – | 2.0001 | 0.05 | 0.006 | 2.0000 | – | – |
| 2.2000 | 2.1338 | 2.42 | 6.6947 | 2.0081 | 0.4078 | 0.147 | 2.0007 | 0.34 | 0.042 | 2.0002 | 0.1025 | 0.004 |
| 2.1228 | 2.1051 | 1.90 | 5.2548 | 2.0024 | 0.1248 | 0.045 | 2.0002 | 0.11 | 0.013 | 2.0017 | 0.8456 | 0.033 |
| 2.1849 | 2.1488 | 2.69 | 7.4427 | 2.0113 | 0.5687 | 0.205 | 2.0005 | 0.25 | 0.031 | 2.0007 | 0.3587 | 0.014 |
| 2.1544 | 2.1355 | 2.45 | 6.7778 | 2.0098 | 0.4938 | 0.178 | 2.0016 | 0.79 | 0.095 | 2.0020 | 0.8200 | 0.032 |
| 2.1131 | 2.1471 | 2.66 | 7.3596 | 2.0119 | 0.5965 | 0.215 | 2.0000 | 0.01 | 0.001 | 2.0000 | – | – |
| 2.1328 | 2.1532 | 2.77 | 7.6644 | 2.0122 | 0.6103 | 0.220 | 2.0003 | 0.16 | 0.019 | 2.0006 | 0.3075 | 0.012 |

В ведущих минералогических базах данаита представлен интервал составов $Fe_{0.90}Co_{0.10}AsS$ - $Fe_{0.65}Co_{0.35}AsS$. Интервал составов для Со-арсенипирита в подавляющем большинстве минералогических базах практически никак не указан. Это можно объяснить достаточной сложностью его практической идентификации. Со-арсенипирита и данаит не имеет принципиальных отличий, т.е. Со-арсенипирита это, по-существу, данаит с более низким содержанием кобальта в структуре. Таким образом, данаит более правильно было бы выражать соотношением $Fe_{1-x}Co_xAsS$ (при $x \approx 0.00-0.350$). Такое представление состава данаита во многом аналогична представлению состава алоклазита ($Co_{1-x}Fe_xAsS$, при $x \approx 0.00-0.35$), но с другого конца композиционного ряда, поскольку в первом случае « x » отражает содержание кобальта в формульной единице, а во втором – железа. Отметим, что значения « x » в предложенном выше представлении состава данаита ($Fe_{1-x}Co_xAsS$), равно отношению Co/Fe и тождественно равно значению « β », представленного в таблице 1.

Формулу, связывающую результаты микрозондового анализа со средними значениями атомных долей примесных атомов на узле кристаллической решетки, можно представить в виде:

$$x = \alpha(a+c)/(100b + \alpha(a-b)) \quad (1)$$

где, α – результаты микрозондового анализа, а параметры a , b , c равны, соответственно, μ_{Fe} (μ_{Fe} – молярный вес железа), μ_{Co} и сумме ($\mu_{As} + \mu_S$). В случае примесных атомов другого типа, например Cu , Ni , Au , соответственно изменится и значение b в представленной формуле. Отметим, что под β (табл. 1) понимается именно рассчитанное по представленной выше формуле (1) значение « x ».

Как определить, расположен ли примесный атом в узле кристаллической решетки или он расположен в междуузлии? Проанализировав химическую формулу данаита, можно изоморфное замещение атомами кобальта атомов железа в узлах кристаллической структуры данаита выразить соотношением:

$$(As+S)/(Fe+Co) \approx 2.00 \quad (2)$$

Это соотношение следует из того факта, что в формульном представлении состава данаита суммарное значение кобальта и железа должно равняться единице, а суммарное значение серы и мышьяка – двум. Из представленной формулы (2) нетрудно получить уравнение:

$$(As+S)/Fe \approx 2+2Co/Fe \approx 2+2x \quad (3),$$

связывающее отношение $(As+S)/Fe$, обычно определяемое экспериментально методом EPMA, и значение «х», рассчитываемое на основе результатов микронзондового анализа. Таким образом, вычислив для примесного атома значение «х», можно определить, какое должно быть соотношение $(As+S)/Fe$ в образце при изоморфном замещении атома материнской матрицы. Если расчетное значение $(As+S)/Fe$ и экспериментальное не совпадает, то примесный атом не расположен в узле кристаллической решетки, а его позиция находится в междуузлии.

С учетом ошибки эксперимента и различного рода структурных искажений можно считать, что если $(As+S)/Fe$ отличается от расчетной величины меньше, чем на 0.05, то реализуется изоморфное замещение, в противном случае примесные атомы расположены в междуузлии. Отметим, что точность результатов рентгеноспектрального анализа составляет ~10-3, точность теоретических вычислений составляет ~10-4. Из анализа представленных результатов (табл. 1) можно заключить, что достаточно большой процент атомов кобальта участвуют в изоморфном замещении атомов железа, в то время, как атомы никеля практически не расположены в узлах структуры и рассеяны в междуузлиях, т.е. не замещают изоморфно железо.

Проведем анализ примесных атомов благородных металлов – меди и золота. Из таблицы 1 видно, что атомы благородных металлов –Cu и Au, так же, как атомы никеля, практически не участвуют в изоморфном замещении атомов железа, в то время как атомы кобальта участвуют в изоморфном замещении атомов железа. Изоморфно замещать железо может только определенная часть атомов кобальта, а оставшаяся часть, так же, как и примесные атомы Ni, Cu и Au, в изоморфном замещении не участвуют и рассеяны в междуузлиях кристаллической структуры. В периодической структуре позиции рассеянных примесных атомов не могут подчиняться закону случайных величин, поэтому необходим анализ структуры для уточнения, в каких позициях могут быть расположены рассеянные атомы и чем определяются эти позиции.

Структуру данаита можно считать практически такой же, как у арсенопирита. Также при анализе структуры данаита можно заметить много общих свойств у данаита и марказита. В частности, из анализа проекции структуры марказита вдоль [010] видно, что ее можно получить из структуры типа никелина (NiAs) путем упорядоченного удаления половины атомов из позиций, занятых в арсениде никеля атомами никеля, и последующей релаксации положений оставшихся атомов. Позиции удаленных катионов в дальнейшем будем называть «псевдовакансиями». Структура данаита представляет собой триклинно искаженную форму структуры марказита – атомы As и S занимают в ней (упорядоченным образом) позиции атомов серы (S) в марказите. В силу описанных аналогий кристаллической структуры, можно считать, что в структуре данаита, также как в структуре марказита, существуют «псевдовакансии». Их наличием и объясняется высокая концентрация примесных атомов – они занимают положения «псевдовакансий». Уточним понятие «псевдовакансия». Если одну структуру можно получить из другой путем систематического удаления атомов из определенных позиций, то формально структура, полученная таким образом, не содержит вакансий. Узлы кристаллической структуры, из которых удалены катионы при построении другой структуры, и будут называться «псевдовакансиями» в новой, полученной путем удаления атомов из этих позиций, структуре. Поскольку, как показано выше, структура данаита содержит «псевдовакансии», именно в этих позициях наиболее вероятно расположены рассеянные в структуре примесные атомы, не участвующие в изоморфном замещении атомов материнской матрицы.

В заключении, можно подвести итоги: 1) установлен минеральный состав данаита месторождения «Панимба»; 2) произведены вычисления атомного процента примесных атомов в структуре данаита; 3) выведен в аналитическом представлении критерий, устанавливающий факт изоморфного замещения примесным атомом атом материнской матрицы; 4) представлены расчетные формулы, определяющие процент примесных атомов, изоморфно замещающих атомы железа в структуре данаита; 4) на основе проведенных вычислений доказано, что изоморфно замещать железо может только определенная часть атомов

кобальта, а оставшаяся часть и все примесные атомы Ni, Cu и Au в изоморфном замещении не участвуют и расположены в позициях «псевдовакансий» кристаллической структуры; 5) уточнены границы области существования минерала «данаит» – показано, что он может быть представлен составом $Fe_{1-x}Co_xAsS$ (при $x \approx 0.00-0.350$); 6) проанализирован процент примесных атомов в структуре данаита с различным соотношением $(As+S)/Fe$; 7) определены наиболее вероятные позиции примесных атомов в структуре данаита, не участвующих в изоморфном замещении атомов материнской матрицы. Отметим, что предложенное представление состава данаита симметрично принятому описанию состава алоклазита, но с другого конца композиционного ряда $FeAsS-CoAsS$, поэтому в первом случае «х» выражает содержание кобальта в химической формуле данаита, а во втором – железа в формуле алоклазита.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Cervelle B., Malezieu J.M., Chevalier R. Etude cristallographique et optique d'un monocristal du systeme arsenopyrite-glaucodot $FeAsS-CoAsS$ // Bulletin de la Societe Francaise Mineralogie et de Cristallographie. 1973. V. 96. P. 48-54.
2. Hem S.R., Makovicky E., Gervilla F. Compositional trends in Fe, Co, and Ni sulfarsenides and their crystal-chemical implications: results from the Arroyo de la Cueva deposits, Ronda peridotite, southern Spain // The Canadian Mineralogist. 2001. V. 39. P. 831-853.
3. Kratz T., Fuess H., Mieke G. *et al.* Strukturverfeinerung und transmissionselektronenmikroskopie von glaucodot $(Fe,Co)(As,S)_2$ // Fortschritte der Mineralogie. 1986. V. 64. P. 86-92.
4. Makovicky E. Crystal structures of sulfides and other chalcogenides // Sulfide Mineralogy and Geochemistry. 2006. V. 61. P. 7-125.
5. Ondruš P., Veselovský F., Gabašová A. *et al.* Primary minerals of the Jáchymov ore district // Journal of the Czech Geological Society. 2003. V. 48. P. 19-147.
6. Pauling L. Covalent chemical bonding of transition metals in pyrite, cobaltite, skutterudite, millerite and related minerals // The Canadian Mineralogist. 1978. V. 16. P. 447-452.
7. Petruk W., Harris D.C., Stewart J.M. Characteristics of the arsenides, sulpharsenides, and antimonides // The Canadian Mineralogist. 1971. V. 11. P. 150-186.
8. Scott J.D., Nowacki W. The crystal structure of alloclasite, $CoAsS$, and the alloclasite-cobaltite transformation // The Canadian Mineralogist. 1976. V. 14. P. 561-566.
9. Töpel-Schadt J., Mieke G. Transmissionselektronenmikroskopische untersuchungen an glaucodot, $(Fe,Co)(As,S)_2$ von Håkansboda // Fortschritte der Mineralogie. 1982. V. 60. P. 202-202.
10. Yang H., Downs R.T. Crystal structure of glaucodot, $(Co,Fe)AsS$, and its relationships to marcasite and arsenopyrite // American Mineralogist. 2008. V. 93. P. 1183-1186.

ПРИМЕНЕНИЕ НОВОГО ГРАНАТ-КЛИНОПИРОКСЕНОВОГО ГЕОТЕРМОМЕТРА К МЕТАМОРФИЧЕСКИМ ПОРОДАМ БАЗАЛЬТОВОГО СОСТАВА БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)

Павлова Т.А.

Геологический институт РАН, Москва, allafia@yandex.ru

APPLICATION OF THE NEW GRT-CPX GEOTHERMOMETER TO METAMORPHIC BASALTIC ROCKS OF THE BELOMORIAN ECLOGITE PROVINCE (FENNOSCANDIAN SHIELD)

Pavlova T.A.

Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow, allafia@yandex.ru

В докладе представлена новая калибровка гранат-клинопироксенового геотермометра, которая впервые учитывает содержание молекулы Са-Чермака (далее Са-Ts) в клинопироксене, для температур от 750 до 1250 °С. Эта калибровка очень важна для пород эклогитовой и гранулитовой фаций, апоэклоги-

товых пород многоступенчатого мезоархейско-палеопротерозойского метаморфического комплекса Беломорской Эколитовой Провинции (БЭП) из-за их высокой глиноземистости (до 17 мол. % Са-Ts в Срх).

Калибровка была основана на экспериментальных данных, которые предоставил проф. Перчук А.Л. (процесс получения данных описан в статье [5]), и данных, взятых из статьи [2], а также на квадратичном уравнении зависимости Ln^{Kd} от X^{Grs} (мольная доля кальциевого компонента в гранате, гроссуляра) Крога [3].

Для точной калибровки очень важно выбрать правильные равновесные составы. Если из источника [2] брались уже конечные равновесные составы, полученные его авторами, то в данных Перчука А.Л. имелись лишь анализы по площади продуктов экспериментов. Важным шагом калибровки было вывести конечные минеральные составы, получившиеся в обменной реакции железа и магния между гранатами и клинопироксенами. Vielzeuf D. и др. [5] ставили эксперименты на диффузию кальция между полированными гранатовыми зёрнами и порошком-смесью клинопироксенов и гранатов несколько иного состава, чем гранаты в зёрнах. Продукты опытов были проанализированы ими на срезах поперек ампулы на электронном трансмиссионном микроскопе по площадям, в которые попадали и зёрна и матрикс, с шагом в 3 мкм и временем накопления спектра – 1 с, из чего получилось 8 мультиэлементных матриц рентгеновских спектров восьми площадей. В данной работе эти анализы были обработаны и визуализированы на восьми картах гранат-пироксеновых составов. Далее были отброшены бракованные анализы, например, произведенные в зонах плавления, далее были отобраны только те точки составов гранатов и пироксенов, которые соприкасаются друг с другом. Из них уже выбирались самые популярные по четырем основным параметрам – магниальности и известковости граната и пироксена (так называемые пиковые составы). Таким образом, было получено 4 равновесных состава для гранатов и 4 для клинопироксенов при 4-х разных температурах с помощью оригинального программного кода из более чем миллиона точек анализов. Еще две точки равновесных составов были взяты у самого автора опытов для еще двух температур.

Поскольку эти опыты охватывали только высокотемпературный спектр, к ним были добавлены точки равновесных составов по опытам [2] на СМАС-системах в диапазоне 750-900° С. По этим точкам были построены графики и выведена зависимость составов от температуры. В нее путем несложных математических операций была добавлена квадратичная зависимость Крога [3]. Также, поскольку анализы были из разных опытов, все они были нормировано на одно давление (13 кб) и на одну мольную долю гроссуляра (20 мол. %).

Геотермометр с отношениями X^{Grs} , X^{Ca-Ts} и Ln^{Kd} был применен к гранат-клинопироксеновым минеральным ассоциациям в породах БЭП эколитовой и гранулитовой фаций. Самые популярные предыдущие калибровки тоже были применены для сравнения.

Применение точного геотермометра очень важно для пород БЭП, которые являются самыми древними известными коровыми эколитами в мире [1, 4]. После мезоархейской субдукции эти породы претерпели неоархейский и палеопротерозойский плюмовый метаморфизм [1, 4]. Таким образом, правильная расшифровка последовательности преобразований и корректное определение термодинамической истории этих пород очень важно для геодинамической истории региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Dokukina K.A., Konilov A.N., Kaulina T.V. *et al.* Archaean to Palaeoproterozoic high-grade evolution of the Belomorian eclogite province in the Gridino area, Fennoscandian Shield // *Gondwana Research*. 2013. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.02.014>.
2. Ellis D.J. and Green D.H. An Experimental Study of the Effect of Ca Upon Garnet-Clinopyroxene Fe-Mg Exchange Equilibria // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1979. V. 71. P. 13-22.
3. Krogh Erling J. The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer - a reinterpretation of existing experimental data // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1988. V. 99. P. 44-48.
4. Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N. The Meso-Neoarchaeon Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution // *Gondwana Research*, 2012. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2012.11.010>
5. Vielzeuf D., Baronnet A., Perchuk A. L. *et al.* Calcium diffusivity in aluminosilicate garnets: an experimental and ATEM study // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2007. V. 154. P. 153-170.

ДВА ТИПА ПЛАТИНОНОСНЫХ РИФОВ МОНЧЕПЛУТОНА

Пахалко А.Г.

ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, Aleksey_Pahalko@vsegei.ru

TWO PLATINUM-BEARING REEFS OF MONCHEPLUTON

Pahalko A.G.

FGUP «VSEGEI», Saint-Petersburg, Aleksey_Pahalko@vsegei.ru

Мончегорский раннепалеопротерозойский ультрамафит-мафитовый расслоенный комплекс является наиболее изученным массивом Кольского региона. Он знаменит своими сульфидными жильными медно-никелевыми рудами, которые на данный момент полностью выработаны. После открытия здесь нового типа ЭПГ-руд, в 90-х годах, начался новый этап исследования Мончегорского комплекса (МК). Наиболее перспективными оказались участки, которые подразделяются на 2 типа: 1 тип – представлен «рудным пластом Сопчи» – относительно выдержанный 2-3 метровый горизонт («пласт» или риф) дунит-перидотит-пироксенитовых пород в массиве сплошных массивных пироксенитов г. Сопча с богатой вкрапленной сульфидной Cu-Ni-ЭПГ минерализацией; 2 тип – связан с метасоматизированными мафитовыми породами массивов южного обрамления Мончеплутона, а именно массивом южного обрамления НКТ, Южносопчинским, Морошковое озеро, и массивом Вуручайвенч, где рудные тела не контрастны ко вмещающими породами и представляют собой серию сближенных тел пластообразной и линзовидной формы, ЭПГ оруденение представлено малосульфидным типом.

Рудный пласт Сопчи был одним из первых объектов, в котором обнаружено платинометальное оруденение. В Западной его части это выдержанный горизонт тонкорасслоенных (миллиметры-первые сантиметры) кумулатов дунитового, гарцбургитового и пироксенитового состава, содержащих обильную вкрапленность Cu-Ni сульфидов. Такие текстурные особенности как сложные изгибы, мелкие складки, эруптивные автобрекчии указывают на течение полужидкого материала при формировании. В восточной части горы этот пласт распадается на несколько линз гарцбургит-пироксенит-плагиопироксенитовых пород нередко с пегматоидными структурами. На восточном продолжении Рудного пласта Сопчи выделяется «Критический горизонт» г. Нюд. Он сложен массивными и тонкорасслоенными микроноритами и микрогаббро-норитами. Предполагается, что здесь находился подводящий канал для дополнительных рудоносных порций расплава[9].

Массивы южного обрамления имеют сходное строение и состав пород. Для них характерен двучленный разрез, в котором выделяется нижняя кумулюсная часть, схожая с породами собственно Мончеплутона, верхняя же часть представлена своеобразными линзовидно-расслоенными породами. В общем это нориты, габбро-нориты, а также их лейкократовые разновидности. Для нижней части породы представлены апопироксенитами, для верхней же это метасоматиты разной степени изменения – от слабоизмененных до полностью преобразованных в пропиллиты серицит-хлоритового состава с цоизитом, альбитом, амфиболом, биотитом.

Распределение РЗЭ в породах представленных участков, а также пород Мончеплутона в целом согласуется с распределением этих элементов в расслоенных интрузиях – для ультрамафитовой части содержания более низкие, чем для мафитовой. Более интересное распределение показывают несовместимые элементы по отношению к МПГ (рис. 1).

На рисунке 1 показаны графики распределения МПГ и РЗЭ относительно титана для наглядности. Как видно для рифа первого типа характерна обратная связь между РЗЭ и МПГ, для пород второго типа рифа же связь относительно прямая. Такая же картина наблюдается и для других несовместимых компонентов – Y, Zr, Ba, Sr.

Такое поведение несовместимых компонентов может быть связано с единовременной или разделенной во времени кристаллизацией остаточного расплава и сульфидной, обогащенной платиноидами, жидкости.

Также значительные различия обнаружены в рудной специализации данных объектов. Для рифов первого типа характерен сингенетический тип оруденения, для которого свойственны сульфиды, теллуриды, висмутиды и другие высокотемпературные минералы МПГ. Для массивов южного обрамления свойственно только эпигенетическое оруденение с арсенидами, висмутидами, антимонидами МПГ.

Распределение несовместимых элементов
 Диаграммы РЗЭ-МПГ

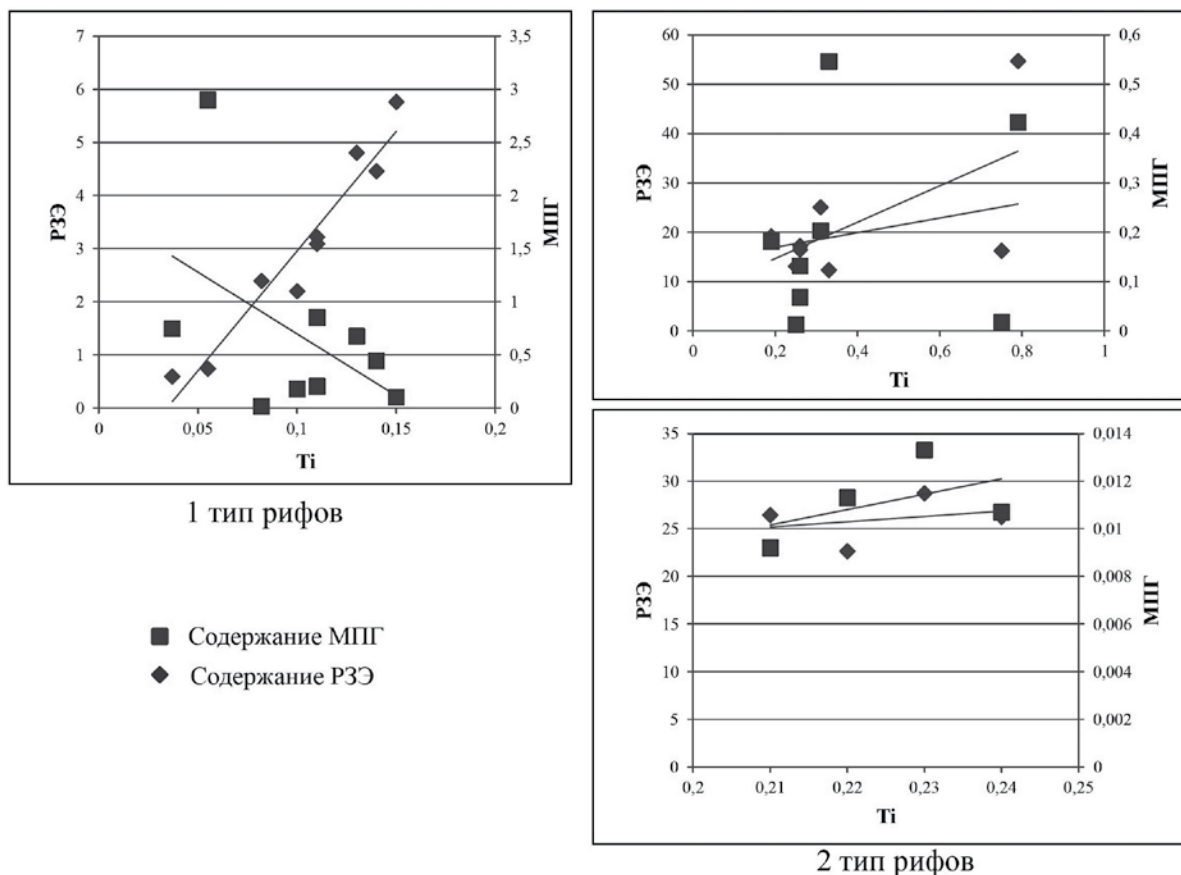


Рис. 1. Диаграмма РЗЭ-МПГ (относительно Ti).

В целом оба эти типа объектов довольно значительно отличаются по ряду признаков, но имеется и ряд сходных факторов. Один из них это модель формирования; для Рудного пласта Сопчи рассматривается модель поступления дополнительной порции магмы также и для массивов южного обрамления имеется модель формирования из дополнительной порции магмы [6, 9]. Распределение РЗЭ отвечает нормальному распределению при дифференциации – гарцбургит-пироксенит-плаггиопироксенитовые породы Рудного пласта Сопчи характеризуются средними и низкими содержаниями РЗЭ, для габбро-норитов и норитов массивов южного обрамления свойственно повышенное содержание этих элементов как для членов верхней части разреза расслоенных интрузий. Различие в рудной минерализации также может быть объяснено не только разницей температур в объектах при формировании оруденения, но также и фугитивностью кислорода и серы, которые сильно влияют на кристаллизацию сульфидов и ассоциирующих с ними МПГ.

Так что данные объекты требуют дополнительных исследований для решения проблемы их формирования и соотношения

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кнауф В.В., Галкин А.С., Дедюхин А.Н. МПГ в такситовых габброноритах южного обрамления НКТ (минералогия, генетические особенности, основные технологические свойства оруденения). 2002 // <http://www.natires.com/taxites.htm>.
2. Кнауф В.В., Гусева Н.С. О новом рудно-формационном типе платинометалльных руд в двучленных разрезах массивов южного обрамления Мончегорского расслоенного плутона. 2010 // <http://www.natires.com/obramlenie.pdf>.

3. Козлов Е.К. Естественные ряды никеленосных интрузий и их металлогения. Л.: Наука, 1973. 288 с.
4. Налдретт А. Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. Перевод с англ. В.А. Федоренко. СПб: СПбГУ, 2003. 487 с.
5. Орсоев Д.А., Конников Э.Г., Загузин Г.Н. Оруденение «перидотитового пласта» г. Сопча в Мончегорском плутоне // Зап. ВМО. 1994. № 3. С. 26-40.
6. Припачкин П.В., Рундквист Т.В. Геологическое строение и платиноносность юго-западной части массива предгорий Вурэчуайвенч (Мончегорский комплекс, Кольский п-ов) // Руды и металлы. 2008. № 5. С. 61-68.
7. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. В 2-х ч. (под ред. Ф.П. Митрофанова и В.Ф. Смолькина). Апатиты: КНЦ РАН, 2004. 177 с.
8. Рундквист Т.В., Припачкин П.В. К вопросу о геологическом строении и платиноносности восточной части Мончегорского плутона, Кольский п-ов // Руды и металлы. 2009. № 4. С. 15-24.
9. Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный Мир, 2006. 364 с.

**ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И U-PB ВОЗРАСТ ГНЕЙСОВ
КОЛЬСКОЙ СЕРИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬСКОГО БЛОКА
(КОЛЬСКИЙ П-ОВ)**

Петровская Л.С., Баянова Т.Б., Петров В.П., Петровский М.Н., Базай А.В.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, petrovskaya@geoksc.apatity.ru

**THE THERMODYNAMIC CONDITIONS OF FORMATION AND U-PB AGE KOLA GROUP
GNEISSES NORTHWEST CENTRAL KOLA BLOCK (KOLA PENINSULA)**

Petrovskaya L.S., Bayanova T.B., Petrov V.P., Petrovsky M.N., Bazay A.V.

GI KSC RAS, Apatity

В северо-западной части Центрально-Кольского блока (ЦКБ) разрез кольской серии сложен в разной степени мигматизированными глиноземистыми и биотитовыми гнейсами. Толща биотитовых гнейсов составляет значительную долю от общего объема пород. Среди биотитовых гнейсов наблюдается присутствие гранат-биотитовых-силлиманитовых гнейсов (с различным соотношением граната, биотита и силлиманита), а также биотит-амфиболовых гнейсов, которые тонко переслаиваются между собой. Толща глиноземистых гнейсов представлена мигматизированными гранат-силлиманит-кордиерит(?) биотитовыми гнейсами с варьирующим содержанием кианита, пироксена, андалузита. Гнейсам кольской серии подчинены амфиболовые гнейсы, кварциты, амфиболиты и сланцы, которые образуют маломощные тела. Практически все разновидности мигматизированные. Общее залегание полосчатости и сланцеватости гнейсов северо-запад $280-310^\circ$, падение на ЮЗ и СВ под углами $60-80^\circ$. Наблюдается чередование гнейсов кольской серии с телами амфиболитов, которые были совместно с гнейсами подвержены деформационным процессам. Гнейсы кольской серии испытали два этапа метаморфизма – ранний гранулитовый и поздний амфиболитовый. Породы кольской серии претерпели неоднократную гранитизацию, которая сопровождается образованием различных типов мигматизации, пегматитов и гранитных жил. Например, турмалин-мусковитовые гранитные пегматиты наблюдаются повсеместно в гнейсах кольской серии и залегают субсогласно региональному залеганию гнейсов.

Геолого-петрологическими исследованиями в гранулит-гнейсовых комплексах северо-западной части ЦКБ установлены два этапа минералообразования, соответствующие двум этапам регионального метаморфизма: раннего гранулитового и позднего амфиболитового.

Гранаты исследуемых метаморфических пород относятся к пироп-альмандиновому ряду. Составы гранатов из гнейсов кольской серии на диаграмме [2] гроссуляр – альмандин+спессартин – пироп располагаются в полях гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма.

Кристаллы *гранатов первой генерации* из гнейсов кольской серии, образованные в условиях гранулитовой фации метаморфизма, характеризуются достаточно однородным распределением CaO, MnO, FeO и MgO концентрационных графиках. Внешние зоны кристаллов граната имеют регрессивную зональность по FeO и MgO в случае соприкосновения его с биотитом, к краям зерен концентрация MgO уменьшается, а FeO увеличивается, зональность по CaO и MnO выражена слабее. Такая зональность является ретроградной и ее образование можно объяснить наложением условий амфиболитовой фации на гнейсы кольской серии, первоначально метаморфизованные в условиях гранулитовой фации.

Проанализированные кристаллы *гранатов второй генерации* из гнейсов кольской серии, образованные в условиях регрессивной амфиболитовой фации метаморфизма, характеризуются как зональным, так и достаточно однородным распределением компонентов на концентрационных графиках. Состав ядерных частей гранатов поздней генерации близок к химизму краевых зон ранних гранатов.

Кордиерит – наблюдается в виде изометричных зерен, которые слагают прерывистые каймы вокруг граната; нередко кордиерит наблюдается в симплектитовых сростаниях с кварцем. Наличие реакционных кайм в высокотемпературных метаморфических породах показывает, как правило, регрессивные изменения. Непосредственное замещение граната кордиеритом с соответствующим снижением магнезиальности граната происходит при избытке кремнезема и глинозема. Кордиерит образован в условиях амфиболитовой фации и участвует в позднем парагенезисе.

Биотит формируется в широком диапазоне химических и термодинамических условий. На диаграммах $TiO_2 - F$ [2] в поле гранулитовой фации метаморфизма располагаются красно-коричневые биотиты первой генерации гранат-биотитовых гнейсов кольской серии, светло-зеленые биотиты второй генерации – в поле амфиболитовой фации метаморфизма.

Ранние парагенезисы. Наличие парагенезиса $Grt_{78} + Bt_{53-55}$ (*коричневый*) $\pm Sil + Pl_{24} \pm Kfs + Qtz$ в гнейсах района реки Малая Титовка и $Grt_{70} + Bt_{43-45}$ (*коричневый*) $+ Pl_{26} \pm Kfs + Qtz$ в гнейсах района озера Няльярв свидетельствует о принадлежности изученных пород на кульминационной стадии метаморфизма к гранулитовой фации. Для определения пиковых P-T условий изучены ядра кристаллов гранат-биотит-плаггиоклазовых ассоциаций. Химически однородные реликтовые ядра гранатов, по которым и были определены близкие к максимальным P-T параметры. Для гнейсов района реки Малая Титовка P-T значения кульминационной стадии метаморфизма оцениваются в $T=754^\circ C$ и $P=7.5$ кбар [5, 10]. Для гнейсов района озера Няльярв оценки составляют – $T=734-750^\circ C$ и $P=6.5-7.5$ кбар [5, 10].

Поздние парагенезисы. Парагенезисы $\pm Ky \pm Sil_{(фибrolит)} + Grt_{82-88} + Bt_{52-54}$ (*светло-зеленый*) $+ Pl_{25} + Qtz \pm Kfs$ в гнейсах района реки Малая Титовка и $Ky + Sil_{(фибrolит)} + Crd_{27-31} + Grt_{74-79} + Bt_{31-40}$ (*зеленый*) $+ Pl_{25} + Qtz$ в гнейсах района озера Няльярв свидетельствуют о наличии ретроградного метаморфизма в изучаемых породах. Для оценок P-T условий ретроградных преобразований были использованы составы минеральных пар в точках их соприкосновения, а также центральные части новообразованных минеральных ассоциаций из рассланцованных разностей пород. Следует отметить, что составы всех минералов переменного состава в краях зерен существенно колеблются в пределах одного шлифа и даже одного зерна, что может свидетельствовать о неравновесности изученных систем.

Полученные оценки P-T параметров для центральных частей гранатов второй генерации равны $T=620-660^\circ C$, $P=4.5-5.0$ кбар [5, 10] и $T=620-640^\circ C$, $P=4.5-5.5$ кбар [5, 10] для гнейсов районов реки Малая Титовка и озера Няльярв, соответственно.

Температуры, полученные по краям контактирующих гранатов и кордиеритов с использованием Grt-Crd геотермометров [13, 11, 13, 3, 6, 9] и Grt-Crd-Sil-Qtz геобарометров – [16] и [13] имеют разброс от $595^\circ C$ до $670^\circ C$, а значения давления от 4 до 6 кбар. Оценки температур и давлений с использованием Grt-Crd-Sil-Qtz геотермобарометров [12] и [8] в $580-660^\circ C$ и $5.5-6.0$ кбар, $589-650^\circ C$ и $4.5-4.9$ кбар, соответственно, что хорошо согласуются с данными по гранат-биотитовой термобарометрии и отвечают P-T условиям наложенной амфиболитовой стадии.

Для определения U-Pb возраста двух этапов минералообразования в гнейсах кольской серии района реки Малая Титовка была отобрана проба Т-49/10 весом около 30 кг. Гранат-биотитовые гнейсы кольской серии представлены среднезернистыми, гнейсовидными породами серого цвета. Структура порфиробластовая за счет выделений граната, структура основной ткани характеризуется сочетанием лепидогранобластовой, гранобластовой с элементами катакластической. Главным породообразующим минералом является плаггиоклаз – 40-70%, содержание кварца в породе – 22-40%, калиевого полевого шпата 0-1%. В качестве цветных минералов присутствуют: гранат (1-5%), состав которого соответствует пиропальмандиновому ряду, красно-коричневый биотит (его содержание варьирует от 5% до 15%), кианит

(0-1.5%), силлиманит (0-2.5%). Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, серицитом. Акцессорные минералы: циркон, монацит, рутил, апатит, титанит, магнетит. Химический состав гнейсов: SiO_2 – 62.89; TiO_2 – 0.67; Al_2O_3 – 16.84; Fe_2O_3 – 1.42; FeO – 5.66; MnO – 0.05; MgO – 2.73; CaO – 1.54; Na_2O – 2.66; K_2O – 2.61 (мас. %).

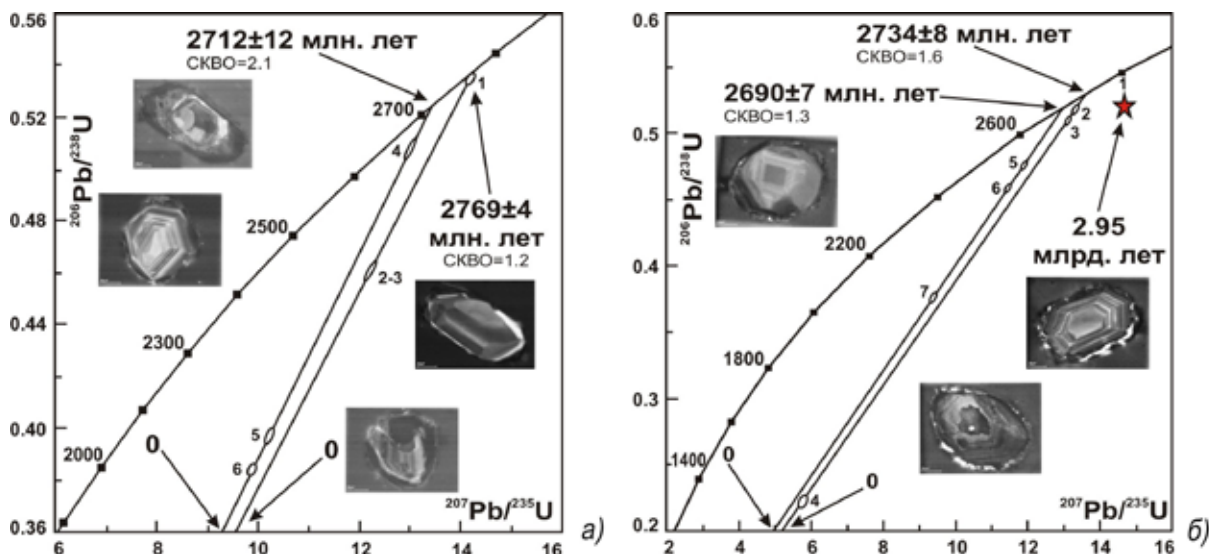


Рис. 1. U-Pb диаграмма с конкордией цирконов из гнейсов кольской серии северо-западной части Центрально-Кольского блока: 1 а – район реки Малая Титовка; 1 б – район озера Няльярв.

- 1) Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.08 нг для Pb и 0.04 нг для U и масс-дискриминацию 0.12 ± 0.04 %.
- 2) Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели Стейси и Крамерса [15].

Проведенное минералогическое и изотопно-геохронологическое изучение акцессорных цирконов в гранат-биотитовых (\pm силлиманитом и \pm кианит) гнейсах кольской серии позволило установить разновозрастные генерации этого минерала, отвечающих двум этапам минералообразования (метаморфизма) в данной породе.

Ранняя генерация цирконов представлена двумя типами цирконов: 1 тип представлен изометрическими кристаллами светло-розового цвета, полупрозрачные, поверхность корродированна, блеск стеклянный. Средние размеры – 0.122×0.122 мм, K_u – 1. Величина массы среднего кристалла – 7.3×10^{-6} г; 2 тип представлен призматическими кристаллами водянопрозрачного цвета. Тип цирконовый ($\{110\} + \{111\}$). Зерна полупрозрачные, их поверхность корродированна, блеск жирный. Средние размеры – 0.157×0.07 мм, K_u – 2.2. Величина массы среднего кристалла – 3×10^{-6} г. Концентрация U (105-180 ppm) и Pb низкие (67-113 ppm) такие цирконы по генезису отнесены к гранулитовым. U-Pb возраст цирконов ранней генерации определен в 2769 ± 4 млн. лет (рис. 1 а) и интерпретируется как время проявления метаморфизма гранулитовой фации в гнейсах кольской серии района реки Малая Титовка.

Поздняя генерация цирконов (3-4 типы) представлена изометрическими кристаллами темно-коричневого цвета. Зерна полупрозрачные, поверхность корродированна, блеск стеклянный. Средние размеры – 0.122×0.122 мм, K_u – 1. Величина массы среднего кристалла – 7.3×10^{-6} г. По высоким концентрациям U (352-435 ppm) и Pb (182-197 ppm) генезис таких цирконов может быть метаморфическим и соответствует амфиболитовой фации метаморфизма гнейсах. U-Pb возраст цирконов поздней генерации определен в 2712 ± 12 млн. лет (рис. 1 а). Этот возраст интерпретируется как время проявления наложенного метаморфизма амфиболитовой фации в гнейсах кольской серии района реки Малая Титовка.

Для уточнения U-Pb возраста гнейсов кольской серии в северо-западной части ЦКБ района была отобрана проба Т-70/10 (весом около 50 кг) в районе озера Няльярв. Гранат-биотитовые гнейсы кольской серии представлены средне- мелкозернистыми, гнейсовидными породами темно-серого цвета. Структура порфириобластовая за счет выделений граната, структура основной ткани характеризуется сочетанием лепидогранобластовой, гранобластовой с элементами катакlastической. Главным породообразующим минералом является плагиоклаз – 42-73 %, содержание кварца в породе – 20-35 %, калиевого полевого шпата 0-0.5 %. В качестве цветных минералов присутствуют: гранат (1-7%), состав которого соответству-

ет пироп-альмандиновому ряду, красно-коричневый биотит (его содержание варьирует от 6% до 20%), кианит (0-1%), силлиманит (0-1.5%). Акцессорные минералы: циркон, монацит, рутил, апатит, титанит, магнетит. Химический состав гнейсов: SiO_2 – 62.20; TiO_2 – 0.80; Al_2O_3 – 16.59; Fe_2O_3 – 0.49; FeO – 7.48; MnO – 0.07; MgO – 2.87; CaO – 1.97; Na_2O – 2.74; K_2O – 2.27 (мас. %).

Проведенное минералогическое и изотопно-геохронологическое изучение акцессорных цирконов в гранат-биотитовых с кордиеритом (\pm силлиманитом и \pm кианит) гнейсах кольской серии позволило установить три разновозрастные генерации этого минерала.

Проведенное минералогическое и изотопно-геохронологическое изучение акцессорных цирконов в гранат-биотитовых с кордиеритом (\pm силлиманитом и \pm кианит) гнейсах кольской серии позволило установить три разновозрастные генерации этого минерала.

Самая ранняя генерация цирконов (1 тип) представлена короткопризматическими кристаллами желтовато-розового цвета. Тип гиацинтового-цирконовый. Зерна полупрозрачные, поверхность корродированна, блеск стеклянный. Средние размеры – 0.175×0.105 мм, K_u – 1.7. Величина массы среднего кристалла – 7.7×10^{-6} г. U-Pb возраст цирконов для данной генерации предварительно определен в 2.95 млрд. лет (рис. 1 б). Оценка возраста в 2.95 млрд. лет, вероятно, отражает время вулканической деятельности, и образования исследуемых пород в северо-западной части ЦКБ, которое фиксируется исследованиями [4] также в 2.95 млрд. лет. Этот вопрос требует дальнейшего изучения более детальными исследованиями с помощью ионного микрозонда SHRIMP-II, позволяющего анализировать отдельные зёрна, а в их пределах – различные части кристалла.

Следующая генерация цирконов представлена изометрическими кристаллами светло-желтого цвета (2-3 типы). Зерна полупрозрачные, поверхность корродированна, блеск стеклянный. Средние размеры – 0.122×0.122 мм, K_u – 1. Величина массы среднего кристалла – 7.3×10^{-6} г. Концентрация U (116-195 ppm) и Pb низкие (70-124 ppm) такие цирконы по генезису отнесены к гранулитовым. U-Pb возраст цирконов ранней генерации определен в 2734 ± 8 млн. лет (рис. 1 б). Этот возраст интерпретируется как время проявления метаморфизма гранулитовой фации в гнейсах кольской серии района озера Няльярв.

Поздняя генерация цирконов представлена кристаллами темно-желтого цвета (4-5 типы). Тип цирконовый ($\{110\} + \{111\}$). Зерна полупрозрачные их поверхность корродированна, блеск стеклянный. Средние размеры – 0.175×0.105 мм, K_u – 1.7. Величина массы среднего кристалла – 7.7×10^{-6} г. По высоким концентрациям U (562-565 ppm) и Pb (296-327 ppm) генезис таких цирконов может быть метаморфическим и соответствовать амфиболитовой фации метаморфизма в гнейсах. U-Pb возраст цирконов поздней генерации определен в 2690 ± 7 млн. лет (рис. 1 б). Этот возраст интерпретируется как время проявления наложенного метаморфизма амфиболитовой фации в гнейсах кольской серии района озера Няльярв.

В гнейсах кольской серии время проявления метаморфизма гранулитовой (2734 ± 8 млн. лет) и амфиболитовой (2690 ± 7 млн. лет) фаций в районе озера Няльярв представляется несколько «омоложенными», относительно зафиксированных более «древних» возрастов проявления гранулитового (2769 ± 4 млн. лет) и амфиболитового (2712 ± 12 млн. лет) метаморфизма района реки Малая Титовка. Полученные более «молодые» датировки проявления архейских процессов метаморфизма (гранулитового и амфиболитового) в гнейсах кольской серии района озера Няльярв можно объяснить воздействием на них протерозойского Лицко-Арагубского комплекса порфириовидных гранитов с возрастом 1.75-1.76 млрд. лет [7, 1].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ветрин В.Р., Баянова Т.Б., Каменский И.Л. и др. U-Pb возраст и изотопная геохимия гелия в породах и минералах Лицко-Арагубского диорит-гранитного комплекса // Докл. АН. 2002. № 1. Т. 387. С. 85-89.
2. Другова Г.М. Глебовицкий В.А. Некоторые закономерности изменения состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме // Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. Л.: Наука, 1965. С. 33-45.
3. Лаврентьева Т.В., Перчук Л.Л. Кордиерит-гранатовый термометр // Докл. АН. 1981. № 3. Т. 259. С. 697-700.
4. Мыскова Т.А., Бережная Н.Г., Глебовицкий В.А. и др. Находки древнейших цирконов с возрастом 3600 млн. лет в гнейсах кольской серии Центрально-Кольского блока Балтийского щита (U-Pb, SHRIMP-II) // Докл. АН. 2005. № 1. Т. 402. С. 82-86.
5. Перчук Л.Л. Коррекция биотит-гранатового термометра для случая изоморфизма $\text{Mn} \leftrightarrow \text{Mg} + \text{Fe}$ в гранате // Докл. АН. 1981. № 2. Т. 256. С. 441-442.

6. Перчук Л.Л. Взаимосогласование некоторых Fe – Mg-геотермометров на основе закона Нернста: Ре-визия // Геохимия. 1989. № 5. С. 611-622.
7. Пушкарёв Ю.Д. Мегациклы в эволюции системы кора-мантия // Л.: Наука, 1990. 216 с.
8. Aranovich L.YA., Podlesskii K.K. Geothermobarometry of high-grade metapelites: simultaneously operating reactions // Evolutions of Metamorphic Belts, Geological Society Special Publication. London. 1989. № 43. P. 45-61.
9. Fonarev V.I., Konilov A.N., Graphchikov A.A. Geological thermometry and barometry of metamorphic complexes: Central Kola Archean granulite-gneiss region // Int. Geol. Rev. 1991. V. 33. P. 743-783.
10. Ghent T.D. Plagioclase- garnet- Al_2O_3 -quartz: a potential geobarometer-geothermometer / J. Amer. Mineral. 1976. № 7-8. V. 61. P. 710-714.
11. Holdaway M.J., Lee S.M. Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations // Contrib. Mineral and Petrol. 1977. V. 63. P. 175-198.
12. Perchuk L.L., Lavrent'eva I.V., Kotelnikov A.R. *et al.* Comparative characteristics of the metamorphism thermodynamic regimes for rocks of the Major Caucasian range and Western Carpathian // Geologiskiy Zbornik-Geologica Carpatika. 1984. № 1. V. 35. P. 105-155.
13. Thompson A.B. Mineral reaction in pelite rocks. 11 Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations // Amer. J. Sci. 1976. № 4. V. 276. P. 425-454.
14. Thompson A.B. Mineral reaction and mineral equilibria and their use in geothermometry, geobarometry // In: Thermometric Et Barometric Geologies, Lagache m. (Ed.) / Soc. 7 Ranc. Mineral. Crystall. 1984. V. 1. P. 174-199.
15. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model / J.S. Stacey // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. № 2. V. 26. P. 207-221.
16. Wells P.R.A. P-T conditions in the Moines of the Central Highlands, Scotland // J. Geol. Soc. London. 1979. V. 136. P. 663-671.

МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ПЕРИДОТИТ-ШОНКИНИТОВАЯ СЕРИЯ МУРМАНСКОГО НЕОАРХЕЙСКОГО КРАТОНА

Петровский М.Н., Баянова Т.Б., Петровская Л.С., Базай А.В.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, petrovskiy@geoksc.apatity.ru

THE MEZOPROTEROZOIC PERIDOTITES-SHOSHONITES SERIES OF THE MURMANSK NEOARCHAEOAN CRATON

Petrovsky M.N., Bayanova T.B., Petrovskaya L.S., Bazay A.V.

Geological Institute KSC RAS, Apatity

Калиевые породы – это редкие и специфические по химическому и минеральному составу магматические образования. Они являются продуктами наиболее глубинного магматизма и встречаются гораздо реже, чем породы натриевого и калиево-натриевого типов щелочности. Для них характерно резкое преобладание калия над натрием и его определяющая роль в составе породообразующих и аксессуарных минералов. Среди интрузивных калиевых серий наибольшим распространением пользуется перидотит – шонкинитовая серия пород: биотитовые перидотиты и клинопироксениты, шонкиниты, псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты, щелочные сиениты; очень часто эта серия является трёхчленной: биотитовый клинопироксенит, шонкинит, щелочной сиенит [3].

В результате проведенных авторами исследований, в Кольской щелочной провинции, впервые выделена мезопротерозойская калиевая перидотит – шонкинитовая магматическая серия. Серия представлена двумя интрузивными массивами (Спиридон-Ты и Эльвань), расположенными в Мурманском неархейском кратоне, вдоль его границы с зоной Титовско-Кейвского глубинного разлома (рис. 1). Эти небольшие интрузии щелочно-ультраосновных пород были известны ещё с конца 70-х годов XX в. Интрузив в районе оз. Спиридон-Ты был открыт сотрудниками СЗТГУ в ходе геологосъёмочных работ (Даркшевич, 1982, фондовые материалы СЗТГУ) и отнесён к типичным для Кольского п-ова палеозойским щелочно-ультраосновным образованиям. Интрузия Эльвань была открыта И.В. Никитиным (неопубликованные данные) и отнесена им к массиву метасоматизированных пироксенит – габбро-лабрадоритовых по-

род колмозерско-кейвской габбро-анортозитовой формации, небольшие интрузивные тела которой многочисленны в том районе.

Расположение массивов контролируется разломами поперечными к зоне Титовско-Кейвского глубинного разлома (рис. 1). Размеры массивов: Спиридон-Ты около $0.60 \times 0.26 \text{ км}^2$, а Эльвань около $0.35 \times 0.22 \text{ км}^2$. Вмещающими породами для массивов являются неархейские гранитоидные комплексы: интрузия Спиридон-Ты прорывает мигматит-граниты, а интрузия Эльвань прорывает гранодиориты Колмозерского габбро-гранитного массива. Массив Спиридон-Ты обнажён только в северной части, а границы массива определены по магнитометрическим данным. Интрузия Эльвань расположена в заболоченной центральной части Колмозерского габбро-гранитного массива и обнажена плохо, но имеющиеся коренные выходы распространены равномерно по площади интрузии, что позволило расшифровать её внутреннюю структуру, хотя границы между петрографическими разностями и сами контуры интрузии проведены условно. Массивы имеют концентрически-зональное строение, ядерные части сложены ультраосновными породами, а шонкиниты и сиениты в целом тяготеют к краевым частям интрузий, но в центральной части массива Спиридон-Ты, имеется эруптивная брекчия перидотитов и пироксенитов, сцементированная шонкинитом (рис. 1). Наиболее полный петрографический набор пород серии установлен в массиве Эльвань.

Минеральный состав пород массивов: *флогопитовые перидотиты* – Phl_{12-15} 6-10%, Ol_{89-95} 35-45%, Di_{6-9} 40-50%, Ap 0.5-3%, Mgt 2-3%, Vdy , Cal ; *флогопитовые клинопироксениты* – Di-Aug_{14-20} 65-80%,

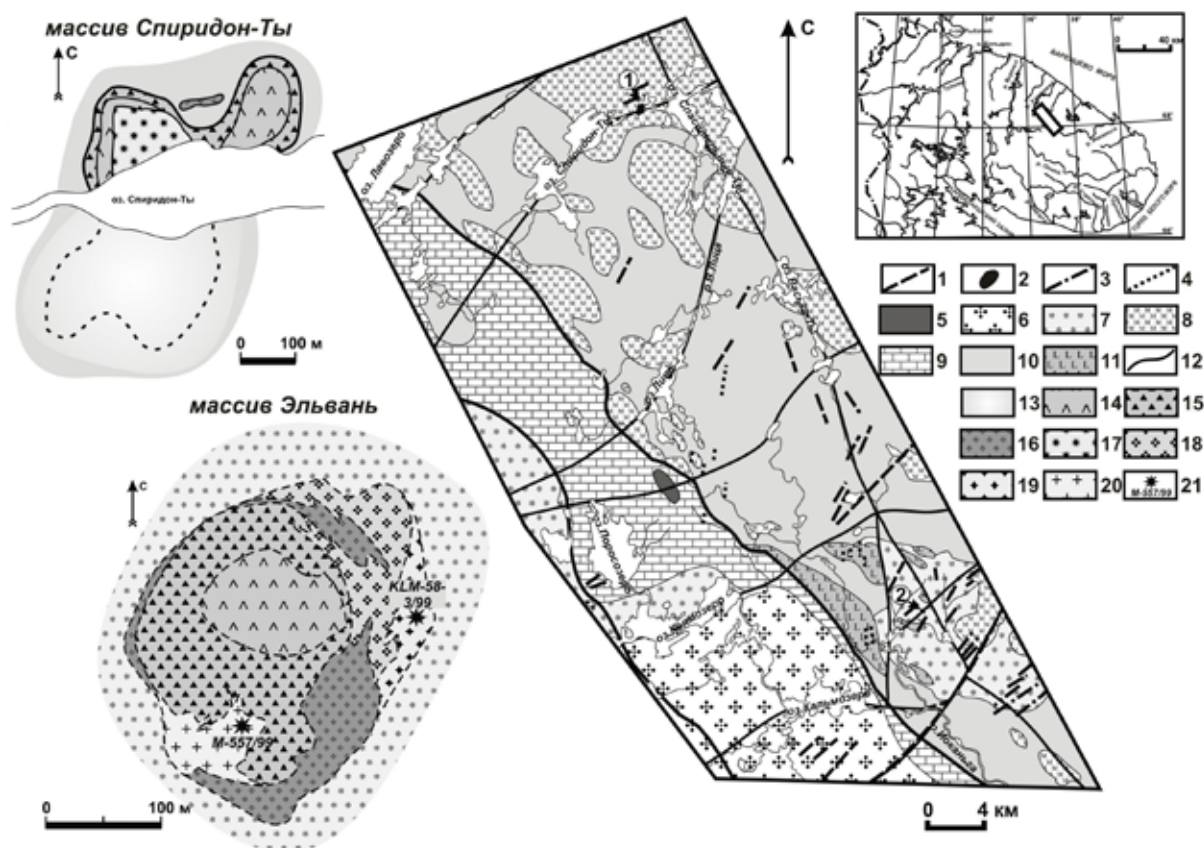


Рис. 1. Геологическая схема положения и геологические карты интрузий перидотит-шонкинитовой серии. Геологические карты даны по материалам СЗГТУ и И.В. Никитину с авторскими дополнениями.

Условные обозначения к схеме положения. Палеозой: 1 – дайки оливиновых долеритов; Мезопротерозой: 2 – интрузии перидотит-шонкинитовой формации (1 – Спиридон-Ты, 2 – Эльвань); Палеопротерозой: 3 – дайки перидотит-клинопироксенитов, 4 – дайки габбро-норитов; Поздний архей: 5 – лицевский комплекс турмалин-мусковитовых гранитов, 6 – щелочные граниты Западно-Кейвского массива, 7 – поросозерско-колмозерский габбро-гранитный комплекс, 8 – массивы мигматит-гранитов, 9 – метаморфогенный комплекс Колмозеро-Воронья, выполняющий зону Титовско-Кейвского глубинного разлома, 10 – гранитоиды ТТГ-формации, 11 – пироксениты и габбро-лабрадориты колмозерско-кейвского габбро-анортозитового комплекса; 12 – разломы.

Условные обозначения к картам интрузий. 13 – четвертичные отложения, 14 – флогопитовые перидотиты, 15 – флогопитовые клинопироксениты, 16 – шонкиниты, 17 – эруптивная брекчия перидотитов и клинопироксенитов с шонкинитовым цементом, 18 – канкринит-нефелиновые сиениты, 19 – псевдолейцит-нефелиновые сиенит-порфиры, 20 – лейкосиениты, 21 – места отбора геохронологических проб.

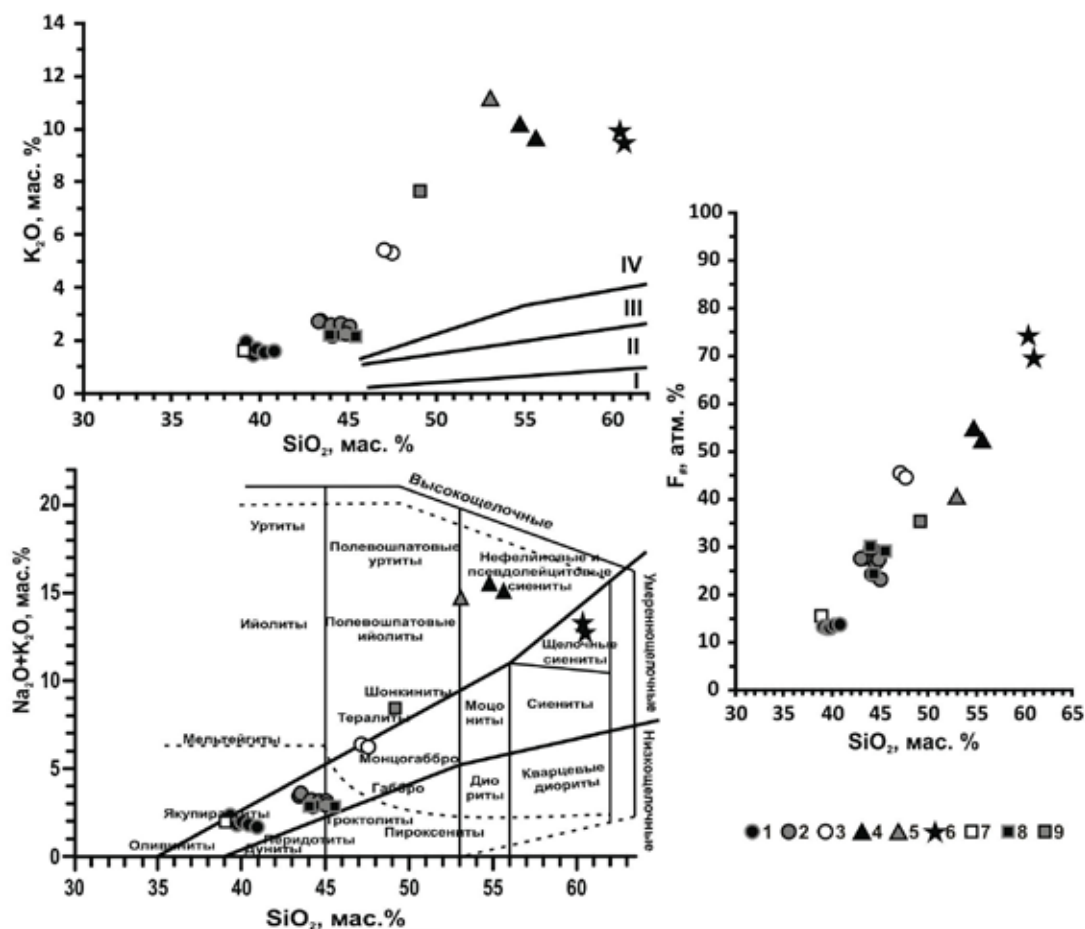


Рис. 2. Положение фигуративных точек составов пород перидотит-шонкинитовой серии на петрохимических диаграммах. 1-6 – породы массива Эльвань: флогопитовые перидотиты (1), флогопитовые клинопироксениты (2), шонкиниты (3), канкринит-нефелиновые сиениты (4), псевдолейцит-нефелиновые сиенит-порфиры (5), лейкосиениты (6); 7-9 – породы массива Спиридон-Ты: флогопитовые перидотиты (7), флогопитовые клинопироксениты (8), шонкиниты (9). Границы на диаграмме $K_2O - SiO_2$ даны по [5]: I – низкокальциевые серии; II – умереннокальциевые известково-щелочные серии; III – высококальциевые известково-щелочные серии; IV – шоннитовые серии. Границы на диаграмме $Na_2O+K_2O - SiO_2$ даны по [4]. $F_{\#} = 100 \cdot (FeO+Fe_2O_3)/(MgO+FeO+Fe_2O_3)$, атм. %.

Phl_{18-24} 10-25%, Ol_{80-87} 1-8%, Or_{82-95} 0-10%, Anl 0-5%, Pl_{85-92} 0-1%, Ap до 2%, Mgt до 5%, Bdy , Cal ; шонкиниты – $Di-Aug_{20-30}$ 40-45%, Bt_{34-37} 5-7%, Ol_{76-78} 0-5%, Or_{77-86} 35-40%, Anl 3-7%, Ap 1-2%, Mgt до 5%, Bdy , Zrn , Cal ; канкринит-нефелиновые сиениты – Or_{83-88} 55-60%, Pl_{25-30} до 5%, Ne 20-25%, Csn до 10%, Bt_{42-45} 3-6%, Di_{35-39} 1-2%, Ap до 2%, Ttn до 3%, Sdl , Ilm , Pcl , Zrn ; псевдолейцит-нефелиновые сиенит-порфиры – Bt_{29-32} 3-5%, $Di-Aug_{30-33}$ 2-3%, Ne 14-20%, Or_{87-90} 55-60%, Lct' до 15%, Ap , Ilm , Zrn ; лейкосиениты – Or_{80-85} 60-70%, Pl_{17-22} 25-30%, Bt_{49-55} 3-5%, Aug_{47-52} до 2%, Qtz 0-3%, Ap , Ilm , Zrn). Следует отметить некоторые особенности состава минералов пород изученных интрузий. Во всех породах ортоклазы и слюды значительно обогащены BaO (до 5 и 2 мас. %, соответственно). В клинопироксенитах и шонкинитах плагиоклазы и ортоклазы почти не содержат Na_2O (максимальные содержания до 0.17 и 0.96 мас. %, соответственно), а плагиоклазы значительно обогащены K_2O (1.50-2.40 мас. %) и имеют очень необычный минеральный состав $An_{85-90}Or_{2-13}Lct_{0.5-7}Ne_{0.5-1}$, что указывает на их кристаллизацию в лейцит-нормативной системе.

На диаграмме TAS (рис. 2), по содержанию SiO_2 породы серии, охватывают спектр от ультраосновной до средней групп, а по содержанию щелочей отвечают умереннощелочному (перидотиты, клинопироксениты и лейкосиениты) и высокощелочному (шонкиниты, нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты) рядам. Петрохимически породы серии характеризуются высоким содержанием калия и его резким преобладанием над натрием $n = 100 \cdot Na_2O/(Na_2O+K_2O) = 21.52 - 34.17$ (атм. %).

На диаграмме $K_2O - SiO_2$ (рис. 2) фигуративные точки изученных породы располагаются в поле шоннитовых серий. На диаграмме $F_{\#} - SiO_2$ (рис. 2) породы образуют четко выраженный тренд отражающий рост железистости пород в ряду от перидотитов до лейкосиенитов и указывающий, что их формирование, возможно, происходило в ходе кристаллизационной дифференциации единого расплава.

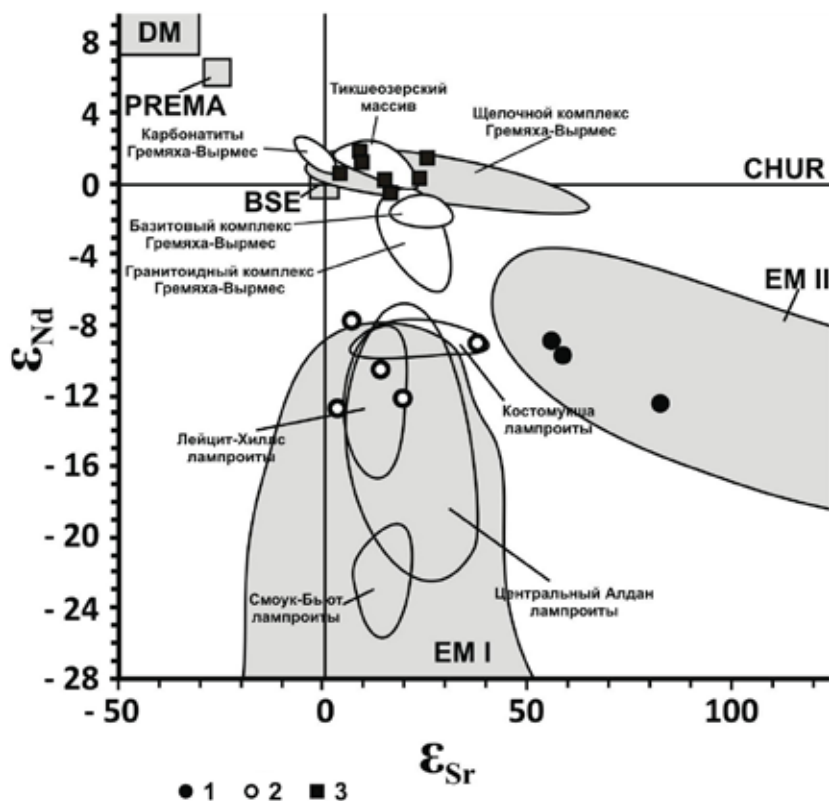


Рис. 3. Диаграмма $\epsilon_{Nd} - \epsilon_{Sr}$ для пород щелочных серий Мурманского неоархейского кратона. 1 – перидотит-шонкинитовая серия, 2 – лампроиты и лейцититы, 3 – породы щелочно-ультраосновного массива Иоканьгских створов. Поля массивов Гремяха-Вырмес и Тикшеозеро даны по [1] лампроитов по [2].

Время формирования перидотит-шонкинитовой серии определено U-Pb методом по цирконам в лаборатории геохронологии и геохимии изотопов ГИ КНЦ РАН г. Апатиты. Для цирконов из псевдолейцит-нефелинового сиенит-порфира изохронный возраст составил 1668 ± 4 млн. лет, а для магматических цирконов из диопсид-биотитового лейкосиенита получен конкордатный возраст равный 1580 ± 10 млн. лет.

Проведённые Sm-Nd изотопные исследования пород перидотит-шонкинитовой серии показали, что их модельные Sm-Nd возраста равны $t_{DM} = 2.42-2.62$ млрд. лет и близки модельным возрастам палеопротерозойских щелочных серий Карело-Кольской щелочной провинции [1]. Основываясь на изотопном составе неодиима ($\epsilon_{Nd} = -8.91 - -12.40$) и стронция ($\epsilon_{Sr} = +56.03 - +82.62$) для пород перидотит-шонкинитовой серии, можно сделать вывод, что источником их расплавов, по-видимому, являлась обогащённая мантия типа EM II (рис. 3). Эти данные кардинально отличают их, как от пород палеопротерозойских щелочно-ультраосновных серий региона, для которых источник близок резервуару BSE, так и от мезопротерозойских лейцититов и лампроитов Мурманского неоархейского кратона и лампроитов Костомукши, для которых источником являлась обогащённая мантия EM I (рис. 3).

Полученные в ходе исследований результаты позволяют сделать следующие выводы. Среди щелочно-ультраосновных серий Карело-Кольской щелочной провинции впервые выделена высококалевая перидотит-шонкинитовая магматическая серия. Формирование этой серии происходило в начале мезопротерозоя. К рубежу 1.6 млрд. лет в сублитосферной мантии Карело-Кольской щелочной провинции произошли изменения, вызвавшие смену мантийных источников типа BSE, продуцировавших щелочные расплавы натриевого и калиево-натриевого типов, на источники типа EM II, что привело к формированию интрузий представленных породами калиевой перидотит-шонкинитовой серии.

Исследования выполнены при финансовой поддержке программы № 9 ОНЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арзамасцев А.А., Беа Ф., Арзамасцева Л.В. и др. Протерозойский полифазный массив Гремяха-Вырмес, Кольский п-ов: пример смешения базитовых и щелочных мантийных расплавов // Петрология. 2006. № 4. Т. 14. С. 384-414.

2. Кононова В.А., Богатиков О.А., Кондрашов И.А. Кимберлиты и лампроиты: критерии сходства и различий // Петрология. 2011. № 1. Т. 19. С. 35-55.
3. Магматические горные породы. Щелочные породы (под ред. В.А. Кононовой). Т.2. М.: Наука, 1984. 415 с.
4. Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород (под ред. В.С. Попова и О.А. Богатикова). М.: Логос, 2001. 768 с.
5. Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A. et al. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Oxford, Blackwell. 1989. 191 p.

ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛДАНСКОГО ЩИТА: НОВЫЕ ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Пономарчук А.В., Борисенко А.С., Травин А.В.

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, antponomar@gmail.com

AU ORE DEPOSITS OF ALDAN SHIELD: NEW ISOTOPE DATA

Ponomarchuk A.V., Borisenko A.S., Travin A.V.

Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk

Своеобразие металлогении локализованного в пределах Алданского щита Центрально-Алданского рудного района определяется широким развитием золотого, уранового, платинового, флюоритового и других типов оруденения, ассоциирующих со щелочным магматизмом мезозойского возраста. В этом плане район рассматривается как один из типовых примеров крупной высокопродуктивной рудно-магматической системы, связанной конкретным локальным ареалом дифференцированного щелочного магматизма [8]. Особенности геологического строения, магматизм и оруденение этого района детально рассмотрены во многих публикациях [3, 4, 7, 8, 1, 2 и др.].

Для центрально-Алданского золото-ураново-рудного района характерно многоэтажное строение-нижний структурный этаж сложен кристаллическими сланцами и гнейсами раннепротерозойского возраста Федоровской и Алданской серий, гранитизированными и пронизанными интрузиями гранитоидов. Фундамент перекрыт венд-нижнекембрийским платформенным чехлом. Среди этих пород проявлен обширный ареал мезозойского щелочного магматизма. Щелочные породы в этом ареале образуют около 20 относительно крупных массивов в виде кольцевых интрузий, штоков, лакколлитов, вулканоплутонических структур, а также силы, дайки, некки и трубки взрыва. Они представлены породами нескольких магматических ассоциаций: фергусит-дунитовой, монцонит-сиенитовой и лейцитит-щелочносиенитовой. В общей последовательности формирования рассматривается эволюция щелочных пород алданского комплекса, начинающаяся с внедрения щелочных пикритов, пикробазальтов, щелочных лампрофиров и образования кумулятивных дунитов, за которыми следовало образование дифференцированной серии щелочных пород (шонкинитов, щелочных сиенитов, сиенит-порфиров, щелочных гранитов и др.) [5]. Это отвечает общеизвестной схеме кристаллизационной дифференциации щелочно-пикритового расплава [9, 11 и др.]. Типовыми примерами развития щелочных пород ранней стадии рассматривается Инаглинский массив [5 и др.] поздней – Рябиновский [8].

В Центральном Алдане в ареале развития мезозойского магматизма широко проявлены месторождения и рудопроявления золота и урана, которые выделяются как рябиновский (Cu-Au (Pt,Pd)-порфировый тип), куранахский (Au-Ag-Te – эпитермальный), лебединский (вероятно полиформационный) и эльконский (Au-U), а также самостоятельные флюоритовые и магматические платинометалльные (Pt, Pd, Os, Ir) и другие [8, 1]. Геологический возраст этих типов оруденения достаточно определенно охарактеризован многими исследователями на основе его пространственно-временных соотношений с различными типами магматических пород. Изотопно-геохронологическими методами определен лишь возраст уранового оруденения (U-Pb метод) [1, 6]. В целом же общая хронология развития процессов магматизма и рудообразования изучена недостаточно, что не позволяет корректно выяснить их генетические связи и положение разных типов оруденения в истории формирования щелочных интрузий алданского комплекса.

В соответствии с вышесказанным, основной целью данной работы являлось проведение корреляции магматизма и оруденения Центрально-Алданского рудного района, а так же выявление временных и

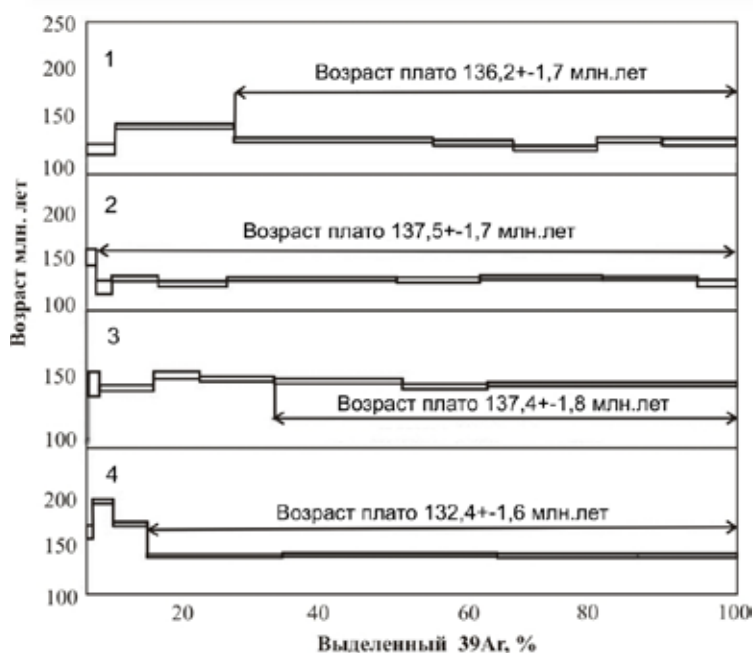


Рис. 1. Возрастные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектры. Синрудных минералов месторождения Куранах и Рябиновое (1 и 2 соответственно); флогопитов из даек шонкинита с месторождения Рябиновое и дайки лампрофиров с Лебединого рудного поля (3 и 4 соответственно).

Лебединое; г) по амфиболу и полевому шпату из хром-диопсид-полевошпатовых жил, секущих ультраосновные породы Инаглинского массива.

Для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования рудных процессов были отобраны следующие образцы: а) с месторождения Куранах – кварц серицитовый метасоматит (датирование по синрудному серициту); б) с месторождения Рябиновое – микроклин-пирит-мусковитовый метасоматит, микроклин-мусковитовый метасоматит, серицит из борнитовых руд.

В общей сложности получено 9 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектров для магматических пород и 4 – рудных, а также для двух магматических пород – U/Pb датировки по циркону методом SHRIMP-II. Во всех $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектрах выделяется четкое возрастное плато. В качестве примера на рисунке 1 приведены спектры для мусковита и серицита из рудных тел Рябиновое и Куранахского месторождений, а так же результаты, полученные при датировании флогопитов из даек лампрофиров и шонкинитов месторождений Лебединное и Рябиновое.

Сводка всех полученных геохронологических данных приведена на рисунке 2. Полученные датировки магматических пород позволяют существенно уточнить последовательность формирования пород Алданского щелочного комплекса. Возраст ультрабазитов Инаглинского массива (134 млн. лет, U/Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) оказался моложе возраста граносиенитов массива Рябиновый (140-151 млн. лет, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$). Это связано, по всей видимости, с тем, что формирование Центрально-Алданской магматической системы протекало, как минимум, в два этапа. Завершающая стадия раннего этапа, которой соответствуют проявления щелочного магматизма, маркируется датировками по муско-

генетических связей золотого оруденения с магматизмом определенных этапов. Для решения данной задачи были проведены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U/Pb изотопные исследования основных типов щелочных магматических пород Алданского комплекса, синрудных минеральных парагенезисов (гидротермальных, жильных и метасоматических), соответствующих основным этапам рудообразования различных типов месторождений.

Датирование магматических процессов производилось: а) по мусковиту из сиенитового массива, калиевому полевому шпату из пегматита (месторождение Рябиновое) б) по флогопиту из сиенит-порфира (месторождение Лунное); в) по флогопиту из секущих породы раннего этапа многочисленных даек лампрофиров и шонкинитов, отобранных в пределах карьеров месторождений Рябиновое,

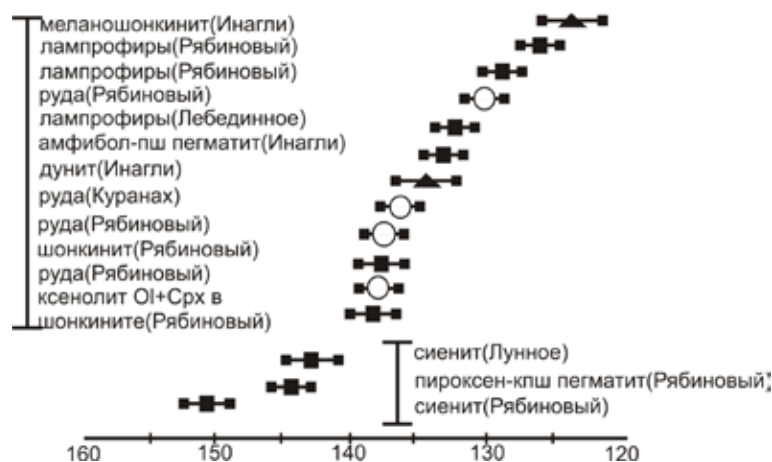


Рис. 2. Сводка датировок Центрально-Алданской рудно-магматической системы. Данные по Рябиновому, Инаглинскому массивам, Куранахскому, Лунному и Лебединному месторождениям. Квадратами и кругами показаны датировки $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом ступенчатого прогрева (возрастное плато) по магматическим породам, и рудным телам соответственно треугольниками – датировки U/Pb методом SHRIMP II по циркону (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург).

виту из сиенитов массива Рябиновый, сиенит-порфира месторождения Лунное, по калиевому шпату из пироксен-калишпатовому порфиру месторождения Рябиновое (142-151 млн. лет). Развитие магматических процессов второго этапа (125-137 млн. лет) начинается с формирования даек щелочных пикритов, ультрабазитов Инаглинского массива, завершается проявлением даек лампрофиров и шонкинитов (рис. 2).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки синрудных минералов месторождений Куранахское и Рябиновое (рис. 2) укладываются в узкий диапазон (131-137 млн. лет), соответствующий началу второго этапа магматической активизации. По геологическим данным эволюция рудообразующих процессов, в основном, связана с щелочными породами раннего этапа. Так, базитовые дайки позднего этапа накладываются на щелочные породы раннего этапа и оруденение, содержат их ксенолиты.

Для объяснения наблюдаемого противоречия можно предположить с одной стороны, что при внедрении базитовых даек второго этапа могло произойти омоложение К-Аг изотопной системы синрудных минералов. В этом случае прогрев должен был повлиять и на К/Аг изотопную систему минералов магматических пород раннего этапа, что не наблюдается. В этой связи представляется более вероятным, что в это время произошла повторная активация рудообразующих процессов. В этом случае полученные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки действительно соответствуют времени формирования синрудных минералов.

Выводы:

1. Формирование Центрально-Алданской рудно-магматической системы происходило в позднеюрское – раннемеловое время (160-120 млн. лет) и протекало в несколько этапов.

С ранними этапами (160-135 млн. лет) связано образование основного объема щелочных (силлы, штоки, кольцевые интрузии, вулканические толщи), с поздними (135-120 млн. лет) – формирование даек минет, ортофиров, сиенит-порфиров, интрузий щелочных пикритов, шонкинитов и других пород.

2. Развитие процессов рудообразования завершает первые этапы формирования щелочных пород и охватывает интервал – 138-130 млн. лет. Причем основные продуктивные стадии месторождений Рябиновое, Куранах и Лебединое укладываются в более узкий интервал времени – 135+/-1 млн. лет, что свидетельствует о синхронности их проявления в разных участках ареала щелочных пород Алданского комплекса.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 11-05-00758а, 13-05-12056 ОФИ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н. Золото и уран в мезозойских гидротермальных месторождениях Центрального Алдана (Россия) // Геология руд. месторождений. 1998. № 4. Т. 40 С. 34-46.
2. Ветлужских В.Г., Казанский В.И., Кочетков А.Я. и др. Золоторудные месторождения Центрального Алдана // Геология руд. Месторождений. 2002. № 6. Т. 44. С. 467-499.
3. Максимов Е.П., Уютов В.И. Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алданского щита // Геология и Геофизика. 1990. № 11 С. 29-34.
4. Максимов Е.П. Мезозойские магматогенные системы Алдано-Станового щита: Автореф. дис. д.г.-м.н. Якутск. 2003.
5. Максимов Е.П., Уютов В.И., Никитин В.М. Центрально-Алданская золото-урановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия) // Тихоокеанская геология. 2010. № 2. Т. 29. С. 3-26.
6. Казанский В.И. Уникальный Центрально-Алданский рудный район (Россия) // Геология рудных месторождений. 2004. № 3. Т. 46. С. 195-211.
7. Кочетков А.Я. О новом типе медно-порфирового оруденения // Докл. АН. 1982. № 2. Т. 267. С. 430-432.
8. Кочетков А.Я. Медно-золотопорфировое оруденение в щелочных массивах Алданского щита, Рябиновское месторождение // Тихоокеан. геология. 2006. № 1. Т. 25 С. 62-73.
9. Панина Л.И., Моторина И.В. Жидкостная несмесимость глубинных магм и зарождение карбонатитовых расплавов // Геохимия. 2008. № 5. С. 487-504.
10. Borisenko A.S., Gas'kov I.V., Dashkevich E.G. *et al.* // Large igneous Provinces of Asia: Mantle plumes and metallogeny (Abstract volume). Irkutsk: Petrographica, 2011. P. 38-39.
11. Kogarko L.N., Henderson C.M.B., Pacheco H. Primary Ca-rich carbonatite magma and carbonate-silicate-sulfide liquid immiscibility mantle // Mineral. Petrol. 1995. № 121. P. 267-274.

**ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПАЛЕОКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ
УРАЛА КАК ФРАГМЕНТЫ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ОСНОВАНИЯ
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА**

Пыстин А.М.^{1,2}, Пыстина Ю.И.^{1,2}

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

²Сыктывкарский государственный университет

**POLYMETAMORPHIC COMPLEXES OF URALS PALEOCONTINENTAL REGION AS A
FRAGMENTS OF CRUST BASEMENT OF EAST-EUROPEAN CRATON**

Pystin A.M.^{1,2}, Pystina Y.I.^{1,2}

¹Institute of Geology Komi Science Centre RAS, Syktyvkar

²Syktyvkar State University

В разрезе уральского нижнего докембрия известны архейские (вплоть до 3.5 млрд. лет) и палеопротерозойские образования. Они представлены высокотемпературными и сложнодислоцированными комплексами пород (полиметаморфическими комплексами), выступающими на дневную поверхность в относительно небольших тектонических блоках (площадью до 1500 кв. км). К настоящему времени на Урале известно более двадцати полиметаморфических комплексов. Но все ли из них относятся к нижнему докембрию, остается вопросом. Тем не менее, концепция о раннедокембрийском возрасте значительной части глубокометаморфизованных и сложнодислоцированных комплексов Урала на сегодняшний день представляется нам наиболее обоснованной. На это указывают ряд косвенных и прямых признаков: аномально высокий метаморфизм пород, «неуральская» ориентировка структур, радиогеохронологические данные. Наиболее достоверной представляется принадлежность к нижнему докембрию пород, слагающих полиметаморфические комплексы, расположенные в пределах палеоконтинентальной области Урала. Они компактно расположены в трех «узлах», приуроченных к общеизвестным поперечным поднятиям: Собскому – на Полярном Урале, Кожимскому – на границе Полярного и Приполярного Урала и Уфимскому – на Южном Урале. Есть достаточно веские основания для интерпретации этих комплексов как тектонически перемещенных фрагментов кристаллического фундамента, прилегающей с запада платформенной области. На это, например, указывают геофизические данные, свидетельствующие, что платформенный фундамент прослеживается под Уралом, по крайней мере, до Главного Уральского глубинного разлома. Другой давно установленный факт – соответствие ориентировок ранних структур в полиметаморфических комплексах палеоконтинентальной зоны Урала со структурами фундамента Восточно-Европейской платформы. Наконец, можно говорить о том, что пространственное положение различных по вещественному составу полиметаморфических комплексов, расположенных в пределах палеоконтинентальной области Урала, хорошо «вписывается» в общую структуру кристаллического платформенного основания, выраженную в виде плотностных, скоростных и других физических неоднородностей.

Если наше предположение о том, что полиметаморфические комплексы палеоконтинентальной области Урала – это тектонические фрагменты кристаллического основания, вовлеченные в структуру палеозоид, является верным, то следует полагать, что раннедокембрийская история формирования этих комплексов непосредственно связана с ранними этапами эволюции приуральской окраины Восточно-Европейского кратона. Сами же полиметаморфические комплексы в этом случае могут выступать как надежные индикаторы условий образования платформенного фундамента.

По вещественным признакам и особенностям метаморфизма пород мы выделяем следующие полиметаморфические комплексы: гнейсо-гранулитовые, гнейсо-мигматитовые, кристаллосланцевые, гранулит-метабазитовые, эклогит-гнейсовые и эклогит-сланцевые.

В собственно гранулитовых комплексах (гнейсо-гранулитовых и гранулит-метабазитовых) нижняя возрастная граница процессов метаморфизма по данным А.А. Краснобаева, Ю.Л. Ронкина, В.А. Душина и других исследователей датируется интервалом 2.8-2.7 млрд. лет назад. Динамические режимы этого этапа метаморфизма различались от умеренных (гнейсо-гранулитовые комплексы) до относительно высоких (более 10 кбар, гранулит-метабазитовые комплексы). Учитывая различный вещественный состав разнотемпературных гранулитов, можно предполагать, что они формировались в рамках цикла Вильсона. Возможность проявления субдукционных и аккреционно-колизийных процессов в позднеархейское время под-

тверждается находками архейских эклогитов в Карелии и на Кольском п-ове (данные О.И. Володичева, А.И. Слабунова, А.А. Щипанского и др.).

Гнейсо-мигматитовые комплексы сформировались при последовательном проявлении гранулитового метаморфизма, сменившегося метаморфизмом амфиболитовой фации умеренных давлений и сопутствующей гранитизацией. Нижний возрастной рубеж этого этапа метаморфизма, около 2.1 млрд. лет назад. Время проявления метаморфизма амфиболитовой фации в породах гнейсо-мигматитовых комплексов оценивается интервалом 1.95-1.75 млн. лет назад.

Эклогит-гнейсовые и эклогит-сланцевых комплексы, очевидно, также относятся к образованиям нижнепротерозойского разреза. Наиболее древняя датировка полученная В.Л. Андреичевым по циркону из пород марункеуского комплекса на Полярном Урале (1.86 млрд. лет), на наш взгляд, фиксирует время проявления метаморфизма амфиболитовой фации, минеральные парагенезисы которого развиваются по эклогитам. Образование эклогитов по времени может быть синхронным с гранулитовым метаморфизмом с нижней возрастной границей около 2.1 млрд. лет назад. Таким образом, есть основания считать, что в раннем протерозое метаморфические процессы развивались в резко различающихся динамических условиях, типичных для субдукционно-коллизийных систем.

Эволюция ультравысокотемпературных и высокобарических метаморфических процессов в полиметаморфических комплексах Урала в целом соотносится с эволюцией метаморфизма пород раннедокембрийских комплексов прилегающей с запада платформенной области. Так, на Фенноскандинавском щите (Фенноскандии) выделены аккреционно-коллизийные комплексы, сформировавшиеся в период с 2.88 до 2.58 млрд. лет назад. По-видимому, и в других, литосферных сегментах, входящих в состав Восточно-Европейского кратонах, в частности Волго-Уралии, фрагментами которого являются рассматриваемые нами объекты, в это время происходили подобные процессы. Гранулитовый и эклогитовый метаморфизм по времени коррелируется с ассамблированием Волго-Уралии с Сарматией (около 2.1 млрд. лет), а более поздние процессы метаморфизма амфиболитовой фации и сопряженной с ней гранитизации с объединением этих двух мегаблоков с Фенноскандией (1.8-1.7 млрд. лет).

U-Pb СИСТЕМАТИКА ЦИРКОНА И БАДДЕЛЕЙТА ПЛАТИНОНОСНОГО ДУНИТА КОНДЁРСКОГО МАССИВА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)

Ронкин Ю.Л.¹, Лепихина Г.А.¹, Родионов Н.В.²

¹ ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, ronkin@r66.ru

² ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

U-Pb SYSTEMATIC OF ZIRCON AND BADDELEYITE FROM PT-BEARING DUNITE OF KONDER MASSIF (ALDANSKIY SHIELD)

Ponkin Yu.L.¹, Lepexina G.A.¹, Rodionov N.V.²

¹ Institute of Geology and geochemistry RAS, Ekaterinburg

² VSEGEI, Sankt-Petersburg

Зональные платиноносные комплексы, под которыми мы понимаем только те, в контурах которых присутствуют содержащие самородную платину дунитовое «ядро» и клинопироксенитовая оболочка (Уральский тип, Alaskan type западных авторов), долгое время рассматривались как типичная принадлежность геосинклиналей. Однако в начале 1950-х гг. на Алданском щите и на севере Сибирской платформы были найдены платиноносные массивы, сложенные дунитами, во многом подобными уральским. Открытие зональных комплексов на древней платформе имело принципиальное значение для понимания давно известных зональных комплексов складчатых областей. Было показано, что уральские зональные комплексы, считавшиеся элементом дифференцированных габбровых интрузий, представляют собой тектонические блоки древнего платформенного вещества, интегрированные в структуру почти 1000-километрового Платиноносного Пояса и не имеющие генетической связи с габбро [3]. Вещественная идентичность «геосинклинальных» и «платформенных» платиноносных дунитов подтверждается множеством структурных, минералогических и геохимических данных [8 и др.], однако предметом основных дискуссий явля-

ется реконструкция их эволюции и возрастная идентификация [3-7, 9-11]. В результате проведенных исследований нами впервые получены U-Pb данные по возрасту сосуществующей системы «бадделейт¹–циркон» из дунитов Кондёрского массива. Установлено, что присутствующие в дунитах цирконы представлены несколькими U-Pb возрастными кластерами (от 1895 ± 50 до 125.8 ± 3.8 млн. лет), что свидетельствует о длительной их эволюции. С возрастом наиболее «молодого» кластера цирконов (125.8 ± 3.8 млн. лет) сопоставим, в пределах погрешностей, U-Pb возраст бадделейтов (124.9 ± 1.9 млн. лет). Это позволяет считать, что «молодая» совокупность бадделейтов и сосуществующих с ними цирконов, отличающаяся от «древних» цирконов, кроме того, морфологией и геохимическими параметрами, датирует наиболее позднее событие в истории диапира, которое можно соотнести по времени с образованием апатит-флогопитовых рудных пироксенитов внутри дунитового «ядра» и с эпохой последней тектоно-магматической активизации Алданского щита. Все сказанное дает возможность судить и о времени внедрения мантийного диапира в осадочный чехол.

Кондёрский массив, расположенный на юго-восточной окраине Алданского щита, рассматривается как эталон платиноносных зональных комплексов древних платформ. Массив интрузирует архейский кристаллический фундамент и верхнепротерозойский осадочный чехол щита с образованием морфоструктуры, в плане напоминающей вулканический кратер. Дунитовое «ядро» массива диаметром около 6 км, окруженное кольцевой клинопироксенитовой зоной, выходит на дне «кратера». По данным гравиметрии, пироксенит-дунитовое тело, по крайней мере, до глубин порядка 10 км, имеет форму вертикального столба, или цилиндрического штока, апикулярная часть которого находилась под маломощной, около 600 м, осадочной «покрышкой» [2]. В контактах дунит-пироксенит наблюдается метасоматическая зональность, хорошо изученная на Урале [3]: по дуниту образуется метадуниновая (термин предложен для метасоматически измененных дунитов Платиноносного пояса Урала, слагающих обогащенную Fe зону на контакте дунитов и пироксенитов), а затем верлит-клинопироксенитовая зона, в которой преобладают клинопироксен, железистый оливин и титаномагнетит, изредка образующий рудные скопления с примесью зеленой шпинели. Внутри дунитового «ядра» находится зона метасоматического развития рудных пироксенитов с апатитом и флогопитом, не имеющая связи с внешним пироксенитовым кольцом [9].

Для Кондёрского, как и для других алданских массивов, сведения о возрасте дунитов достаточно ограничены и противоречивы [3-7, 9-11].

Проба/образец дунита № 11680 весом около 30 кг была отобрана из естественных выходов на водоразделе ручьев Южного и Малого. Дунит, серпентинизированный на 15-20%, представляет собой гранобластовый агрегат зерен оливина размером до 5 мм, содержащий кристаллы феррихромита размером до 2-3 мм. «Ранний» (безмагнетитовый) серпентин слагает сеть прожилков в оливине.

Цирконы и бадделейты, выделенные методом «рртм-минералогии» [<http://www.natires.com/rapplcation.htm>] в лаборатории ЗАО «НАТИ», были имплантированы в «шайбу» с эпоксидной смолой вместе со стандартами цирконов TEMORA, 91500 и бадделейта Phalaborwa. Далее зерна были сошлифованы и приполированы приблизительно на половину своей толщины. Для выбора участков (точек) датирования на поверхности кристаллов использовались оптические (в проходящем и отраженном свете), а также изображения в обратно отраженных электронах (BSE) и катодолюминесценция (CL), воспроизводящие внутреннюю структуру цирконов и бадделейтов. U-Pb датирование производилось с помощью ионного зонда SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) по методике описанной в работах [15] для бадделейтов и цирконов [14], соответственно. Поскольку бадделейт относится к минералам с пониженным Th/U отношением, коррекция на нерадиоγενный свинец осуществлялась для этого минерала по ²⁰⁸Pb-методу [12, 13].

В целом, по морфологической специфике все сообщество изученных нами цирконов, может быть разбито как минимум на четыре группы, при этом для подавляющего большинства цирконов, вне зависимости от выделенных типов, в пределах одного кристалла наблюдался «площадной» характер катодолюминесценции при практически полном отсутствии секториальной зональности.

Первая группа представлена идиоморфными кристаллами, размером до 100 микрон в наибольшем сечении, с коэффициентом удлинения (K_y) ~1.5. Эта популяция характеризуется содержаниями U $78 \div 152$ г/т, относительно высокими отношениями Th/U = $0.94 \div 1.18$, и значениями возраста, вычисленного по отношениям ²⁰⁶Pb/²³⁸U, $123.2 \pm 3.1 \div 129.6 \pm 3.3$ млн. лет (рис. 1Г).

Второе сообщество представлена кристаллами и их фрагментами размером до 75 микрон, имеющими хаотичные структуры с натечными локальными областями. Диапазоны концентраций U и отноше-

¹ U-Pb датирование бадделейтов из дунитов Кондёрского массива никем из исследователей ранее не проводилось.

ний Th/U составляют, соответственно, $67 \div 109$ г/т и $0.34 \div 0.47$. Цирконы данного типа характеризуются $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастaми $383.5 \pm 7.9 \div 399.9 \pm 9.9$ млн. лет (рис. 1 В).

Для возрастного интервала $1009 \pm 26 \div 1026 \pm 21$ млн. лет (рис. 1 Б) характерны изометричные кристаллы с коэффициентом удлинения около 1.3, имеющие, так же как и в предыдущем случае, сложно устроенный рельеф поверхностей цирконов. Содержания U минимальны ($30 \div 70$ г/т), тогда как отношения Th/U представляются сравнительно высокими $0.53 \div 0.87$.

И, наконец, наиболее «древние» цирконы представлены удлиненными индивидами до 150 микрон в наибольшем сечении ($K_y = 2.26$). Данный тип характеризуется самыми высокими содержаниями U ($182 \div 325$ г/т) и вариациями отношений Th/U $0.36 \div 0.4$. На диаграмме с конкордией цирконы этого типа удовлетворяют дискордии, верхнее пересечение которой с кривой согласованных значений определяет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 1895 ± 50 млн. лет, СКВО = 0.018 (см. рис. 1 А).

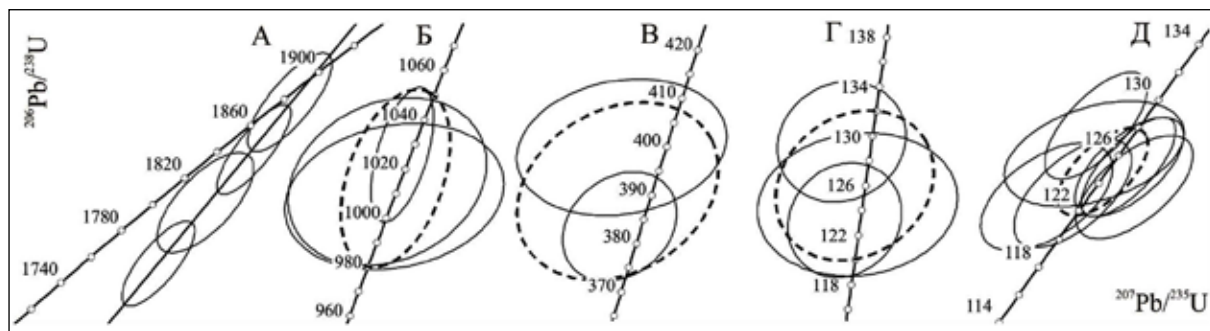


Рис. 1. Диаграммы с конкордией для цирконов (А–Г) и бадделейтов (Д), выделенных из обр. 11680. А – верхнее пересечение дискордии с конкордией 1895 ± 50 млн. лет, СКВО = 0.018, вероятность соответствия 0.98; Б – 1016 ± 22 млн. лет, СКВО = 0.15, вероятность конкордантности (ВК) = 0.70; В – 390 ± 12 млн. лет, СКВО = 0.74, ВК = 0.39; Г – 125.8 ± 3.8 млн. лет, СКВО = 0.57, ВК = 0.45; Д – 125.2 ± 1.9 млн. лет, СКВО = 1.17, ВК = 0.28. Погрешности U-Pb возрастa $\pm 2\sigma$, без учета погрешностей постоянной распада. Размеры эллипсов соответствуют погрешностям $\pm 1\sigma$.

Бадделейты темно-коричневого цвета, размером до 100 микрон, представлены двумя группами кристаллов, значимо отличающимися по концентрациям U (соответственно, $859 \div 1085$ и $1558 \div 1911$ г/т) и Th ($2.7 \div 3.6$ и $10 \div 28$ г/т). Тем не менее, на графике в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ фигуративные эллипсы обеих групп образуют единый кластер с возрастом 124.9 ± 1.9 млн. лет, СКВО = 0.078, вероятность конкордантности 0.78, совпадая, в пределах аналитических погрешностей, с U-Pb возрастом 125.8 ± 3.8 млн. лет (рис. 1 Г), полученным по наиболее совершенным идиоморфным кристаллам цирконов.

Приведенные выше данные позволяют сделать вывод, что U-Pb систематика бадделейтов платиноносного Кондерского дунитового массива демонстрирует относительную возрастную гомогенность (124.9 ± 1.9 млн. лет). Для сосуществующих же с ними цирконов наблюдается значительная гетерогенность ($125.8 \pm 3.8 \div 1895 \pm 50$ млн. лет), находящая свое отражение в содержаниях Th, U, а также величинах Th/U, в целом характеризующаяся обратной зависимостью от возраста.

Полученный в настоящей работе U-Pb возраст цирконов 1895 ± 50 млн. лет практически совпадает с результатами U-Pb датирования 1885 ± 52 млн. лет (к сожалению только по одному кратеру циркона, также выделенного из платиноносного дунита массива Кондер), выполненного авторами работы [6]. В этой же статье отмечается наличие еще более «древних» U-Pb возрастa 2477 ± 18 млн. лет ($n = 10$) и 2473 ± 21 млн. лет ($n = 4$) для цирконов, имеющих крайне низкие содержания Th ($1 \div 3$ г/т). Указанные возраста К.Н. Малич с соавторами относят к времени проявления регионального метаморфизма при тектонотермальной истории развития кристаллического фундамента Сибирской платформы (около 2.5 млрд. лет по [1]). Помимо упомянутых выше «древних» возрастa авторы работы [6] указывают на наличие ещё двух кластеров, образованных идиоморфными цирконами с конкордантными U-Pb возрастaми 176.0 ± 1.2 и 143.0 ± 2.0 млн. лет. Однако, наличие значительной дискордантности, достигающей для ряда рассматриваемых цирконов 1037% (рассчитано нами на примере U-Pb (SHRIMP-II)-изотопных данных для кристалла K35.1, см. [6, стр. 309, табл. 1]), ставит под сомнение валидность данного утверждения, позволяя рассматривать указанные возраста как артефакты. Полученные в настоящем исследовании значения U-Pb возрастa цирконов 125.8 ± 3.8 млн. лет, на наш взгляд, метрологически более корректны, поскольку практически совпадают с U-Pb датировками бадделейтов (124.9 ± 1.9 млн. лет), для которых была выполнена коррекция на нерадиоогенный свинец в предположении конкордантности возрастa $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ [12, 13]. Неза-

висимым аргументом в пользу такого вывода, является и удовлетворительное совпадение наших датировок с результатами прямого изотопного датирования $112 \pm 7 (\pm 2\sigma)$ млн. лет изоферроплатины $^{190}\text{Pt}-^4\text{He}$ методом [11]. Кроме того, эти данные находятся в согласии с наиболее вероятным значением K-Ar возраста 110-120 млн. лет [5], а так же с Rb-Sr и Sm-Nd ID-TIMS датировками апатит-флогопитовых клинопироксенитов дунитового ядра Кондерского массива [4].

Таким образом, полученные нами новые U-Pb датировки системы «бадделейт–циркон» Кондёрского массива платиноносных дунитов в сочетании с имеющимися на сегодня данными позволяют сделать следующие выводы.

U-Pb изотопные данные и геологические наблюдения исключают возможность трактовки Кондёрского зонального комплекса как серии кумулятов какой-то гипотетической магмы. С определенной вероятностью можно утверждать, что массивы, подобные Кондёрскому, представляют собой диапиры древнего мантийного вещества, проникшие в верхние горизонты земной коры платформ. Возможно, это апофизы более крупных масс, на каком-то этапе подъема приобретавшие энергетически выгодную форму вертикального штока небольшого диаметра («трубки»). Траектория их передвижения и термальной эволюции, однако, в целом остается недостаточно ясной.

Минералогические особенности «древних» цирконов свидетельствуют об их длительной эволюции. По видимому, наиболее древние U-Pb изотопные возрасты 2477 ± 18 , 2473 ± 21 млн. лет [6], 1895 ± 50 и $1009 \pm 26 \div 1026 \pm 21$ млн. лет (настоящая работа) близки ко времени генерации платиноносного дунита в субконтинентальной мантии и дальнейшей его эволюции, соответственно. Аналогичные U-Pb результаты получены и для уральских дунитов [6]. Само по себе такое сходство древних U-Pb датировок «геосинклинальных» и «платформенных» дунитов – еще не свидетельство генетического единства тех и других. Оно может быть обусловлено древностью исходного мантийного субстрата и сходством процесса генерации дунита, механизм которого остается в значительной степени неясным. Однако вместе с вещественной идентичностью геохронологические данные поддерживают идею генетического единства платиноносных дунитов складчатых областей и древних платформ.

«Молодая» общность бадделейтов и сосуществующих цирконов (124.9 ± 1.9 и 125.8 ± 3.8 млн. лет, соответственно), резко отличающаяся от «древней», вероятнее всего, новообразованная, и датирует гораздо более позднее событие в истории диапира, которое можно соотнести по времени с образованием апатит-флогопитовых рудных пироксенитов внутри дунитового «ядра» [4] и с эпохой тектоно-магматической активизации Алданского щита [2, 9 и др.]. Эти данные, конечно, на качественном уровне, дают возможность судить и о времени внедрения диапира в осадочный чехол щита – исходя хотя бы из того, что слабо эродированная морфоструктура Кондёрского массива большинством исследователей признается относительно молодой, мезозойской [2].

Основой настоящей работы являются идеи выдающегося исследователя платиноносного пояса Урала А.А. Ефимова, безвременно ушедшего из жизни в 2012 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология, петрология, и рудоносность Кондерского массива (отв. ред. Косыгин Ю.А.) М.: Наука, 1994. 170 с.
2. Ельянов А.А., Моралев В.М. Глубины формирования и эрозионного среза массивов ультраосновных и щелочных пород Алданского щита // Геология рудн. месторожд. 1972. № 5. С. 32-40.
3. Ефимов А.А. Платиноносный пояс Урала: тектоно-метаморфическая история древней глубинной зоны, записанная в ее фрагментах // Отечественная геология, 1999. № 3. С. 31-39.
4. Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Малич К.Н. и др. Sm-Nd и Rb-Sr (ID-TIMS)-датирование апатит-флогопитовых клинопироксенитов в дунитовом «ядре» Кондерского массива на Алданском щите: новые данные / Докл. АН. 2012. № 5. Т. 445. С. 564-569.
5. Каретников А.С. К проблеме определения возраста массива Кондер // Тихоокеан. геология. 2005. № 4. Т. 24. С. 76-83.
6. Малич К.Н., Ефимов А.А., Баданина И.Ю. О возрасте дунитов Кондерского массива (Алданская провинция, Россия): первые U-Pb изотопные данные / Докл. АН. 2012. № 3. Т. 446. С. 308-312.
7. Малич К.Н., Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л. Архейский U-Pb-изотопный возраст циркона дунитов Нижне-Тагильского массива (Платиноносный пояс Урала) / Докл. АН. 2009. № 1. Т. 427. С. 101-105.
8. Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. М.: Наука, 1994. 381 с.

9. Орлова М.П., Авдеева О.И., Федорова И.В. и др. Новые данные по радиологическому датированию Кондерского массива и вмещающих его пород (восточная часть Алданского щита) // Докл. АН. 1978. № 3. Т. 240. С. 677-680.
10. Пушкарев Ю.Д., Костоянов А.И., Орлова М.П. и др. Особенности Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb, Re-Os и K-Ar изотопных систем в Кондерском массиве: мантийный субстрат, обогащенный платиноидами // Региональная геология и металлогения. 2002. № 16. С. 80-91.
11. Ю.А. Шуколоков, О.В. Якубович, А.Г. Мочалов и др. «Новый изотопный геохронометр для прямого датирования самородных минералов платины (^{190}Pt - ^4He метод). Петрология. 2012. № 6. Т. 20. С. 545-559.
12. Compston W., Williams I.S., Meyer C. // J. Geoph. Res. 1984. V. 89. P. 525-534.
13. Hinthorne J.R., Andersen C.A., Conrad R.L. *et al.* // Chem. Geol. 1979. V. 25. P. 271-303.
14. Williams I.S. // Reviews in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1-35.
15. Wingate M.T.D., Campbell I.H., Compston W. *et al.* // Prec. Res. 1998. V. 87. P. 135-159.

ИЗОТОПНАЯ ГЕОЛОГИЯ ФУНДАМЕНТА УРАЛА И ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА

Ронкин Ю.Л.¹, Синдерн С.²

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, ronkin@r66.ru

² Институт минералогии и экономической геологии Рейнско-Вестфальского технического университета, Германия

ISOTOPE GEOLOGY OF THE URAL AND EASTERN PART OF THE EUROPEAN CRATON BASEMENT

Ponkin Yu.L.¹, Sundern C.²

¹ Institute of Geology and geochemistry RAS, Ekaterinburg

² Institute of mineralogy and economy geology Reinsko-Vestfalsky technical University, Germany

Реконструкция особенностей формирования древнейшей континентальной коры стоит в числе приоритетных задач геологии, поскольку определяет понимание фундаментальных закономерностей развития нашей планеты, и в частности Урала. В соответствии с имеющимися представлениями [Пучков, 2010], в современной структуре Южного Урала архейско-протерозойский комплекс является непосредственным продолжением кристаллического фундамента восточно-Европейской платформы на Южном и Среднем Урале. Согласно данным сейсмических профилей URSEIS-95 и ESRU-SB, древние комплексы непрерывно прослеживаются под Уралом вплоть до западной половины Магнитогорской мегазоны. Архейские и протерозойские образования стратиграфически и отчасти тектонически перекрываются рифейско-палеозойскими комплексами. В настоящее время существуют различные модели эволюции восточно-Европейского континента в верхнем протерозое, согласно которым восточная окраина континента (в современных координатах) располагалась либо на краю Родинии [4] или напротив Лаврентии (Восточная Гренландия) [5]. Поэтому для более достоверного определения плейт-тектонической эволюции восточной окраины восточно-Европейского палеоконтинента, крайне важно определение *P-T-t* (давления, температуры и времени) маркеров метаморфических, магматических и деформационных событий.

Как известно [2] Уральский складчатый пояс, протянувшийся более чем на 2000 км от Полярного Урала до Аральского моря, представляет собой симметричный бивергентный ороген, сформировавшийся в результате финального столкновения восточно-Европейского континента и Сибирско-Казахстанского террейна в карбоне и пермском периодах. Одной из основных составляющих Урал структур является Главный Уральский разлом представляющий шовную зону между фрагментами палеозойских островных дуг и доуральского фундамента Восточно-Европейского континента, а также перекрывающих его палеозойских толщ. Западный сегмент Уральского складчатого пояса условно делится на три области: Центрально-Уральскую зону вблизи ГУРа, Западно-Уральская зона и Предуральский краевой прогиб.

В свою очередь, Центрально-Уральская зона сложена группой комплексов включающей фрагменты континентальной окраины Восточно-Европейского континента среди которых выделяется Тараташский комплекс (ТК) содержащий породы архейско-протерозойского этажа. Помимо архейских событий в ТК проявлен также раннепротерозойский амфиболитовый метаморфизм, и в меньшей степени — процессы более позднего ретроградного метаморфизма [1]. Целью настоящей работы является реконструкция ге-

ологической истории ТК с помощью ^{40}Ar - ^{39}Ar , Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb методов изотопной геологии в сочетании с петрологическими и структурными исследованиями. Кроме того, предметом изучения, с применением аналогичного инструментария, являлся Александровский комплекс (АК, находящийся на расстоянии около 2 км к юго-востоку), что выявило дополнительную информацию о тектонометаморфической истории обоих объектов.

ТК, площадью около 400 кв. км, расположен в северной части Башкирского антиклинория и имеет вытянутую форму, простираясь на 25 км с СВ на ЮЗ и на 8 км с СЗ на ЮВ. Вмещающими толщами для ТК являются вулканогенно-осадочные образования айской и саткинской свит нижнего рифея. Бурением доказано наличие девонских известняков на глубине 593 м (скважина № 281, под ТК, что подтверждает надвиг ТК на девонские известняки. ТК состоит из нескольких субкомплексов метаморфических пород от гранулитовой до амфиболитовой фаций, разделенных зонами сдвиговых деформаций, сложенными зеленосланцевыми породами. Субмеридиональная зеленосланцевая зона сдвиговых деформаций север-юг разделяет ТК на два блока: юго-западный и северо-восточный, в пределах которых В.И. Ленных с соавторами [1] выделяют четыре свиты: куватальскую – плагиогнейсовую; шигирскую – диорито-гнейсовую; радашную – сложенную в основном двупироксеновыми кристаллосланцами и амфиболитами; тагаякскую – выполненную преимущественно разного состава гнейсами.

АК сложенный метапелитами, метагранитами и метадиоритами, а также метабазами (амфиболитами), окружен метаосадочными толщами айской формации и структурно отделен от ТК зоной сдвиговых деформаций СВ падения.

Помимо датирования Sm-Nd, Rb-Sr, ^{39}Ar - ^{40}Ar валовых составов и выделенных из них пороодообразующих минералов, в настоящей работе изучалась U-Pb изотопная систематика цирконов и монацитов. Большинство образцов, изученных с помощью методов изотопной геологии, были подвергнуты детальному микронзондovому изучению с целью установления соответствующих параметров метаморфизма.

Цирконы, (от 60 до 320 мкм) были дифференцированы на изометричные, субидiomорфные и идиоморфные различия. В целом детали минералогического строения кристаллов позволяют выделить несколько генераций цирконов. Наиболее ранняя генерация встречается в виде изометричных ядер размером до 50 мкм, локализованных преимущественно в центре кристаллов. Оптические наблюдения помогают выявить их по серо-коричневой непрозрачной окраске, однако наиболее четкое обособление цирконов этой генерации осуществляется с помощью сканирующего электронного микроскопа, причем в общем случае контуры оптических и катодолюминесцентных границ не совпадают. BSE свечения таких ядер отображают сложное строение последних, в сравнении с более однородными окружающими оболочками, количество которых, в свою очередь, может достигать двух и более. Различия особенностей отображения центральных частей и оболочек наблюдаются и для других кристаллов, для которых ядра в катодных лучах имеют субидiomорфный облик, характеризуются относительно однородным свечением, тогда как оптические изображения демонстрируют значительно более сложные суперпозиции. Для большинства цирконов характерны четкие следы дробления, наличие вторичных включений и рекристаллизации. Некоторые различия демонстрируют растворение призм внутренних кристаллов и наличие зональности, претерпевшей своеобразное размытие замысловатой формы, проявившееся в результате метаморфических преобразований. Присутствуют индивиды, внешние контуры которых имеют искривленный вид, что свидетельствует о весьма специфических условиях их образования.

Монациты, преимущественно приуроченные к зернам биотита как в метагранитоидных, так и метаосадочных породах, встречаются в виде изометричных, вытянутых, неидiomорфных кристаллов, размером 100 ÷ 300 микрон. Контуры зерен имеют извилистые контуры, что свидетельствует об их коррозии. Анализ BSE изображений позволяет выделить два типа монацита. Первый тип представлен редкими идиоморфными ядрами в зернах монацита из метагранитоидных пород. Этот тип монацита местами имеет ритмический тип зональности, что является типичной особенностью минералов магматических пород. Второй тип, являющийся доминирующим, представлен как оболочками вокруг идиоморфных ядер, так и отдельными зернами в метагранитоидных и метаосадочных породах. Этот монацит характеризуется «пятнистой» зональностью; границы между «пятнами» резкие, местами сглаженные. В монаците из метагранитоидов, пятнисто-зональные домены срastaются с ядрами зерен первого типа. Фторапатит, ортит, и эпидот, обогащенный REE, часто образуют реакционные каймы или короны вокруг монацита. Независимо от положения в образце или окружающих минералов, короны или реакционные каймы неправильной формы замещают зерна монацита в различной степени — от локального замещения в оторочках вокруг зерен до формирования полных апомонацитовых псевдоморфоз. Coronы обычно состоят из внутренне-

го слоя, представленного фторапатитом и внешней каймы, выполненной ортитом и эпидотом. Ортит (алланит) внешней зоны часто местами сростается близлежащими зернами биотита и кварца. В реакционных зонах неправильной формы, фторапатит и ортит сосуществуют с монацитом без формирования корон. Здесь, ортит развивается вдоль трещин спайности биотита или эпидота. Фторапатит и апатит местами также встречаются в виде включений в монаците, или образуют единичные ксеноморфные зерна в парагенезисе с эпидотом и биотитом. На BSE изображениях в зернах фторапатита и ортита наблюдаются яркие включения и/или сеть заполненных трещин, содержащие, главным образом, Th и Si (с небольшим количеством кальция и фосфора, что может быть связано с контаминацией фторапатитом) представленных, вероятно, тетрагональным торитом или моноклинным хаттонитом. По результатам микросондового анализа, кристаллы монацита характеризуются обратной корреляцией между варьирующей суммой Th + U + Si и суммой Y + REE + P. Эта зависимость связана с изоморфизмом монацита (Y + REEPO₄) и хаттонита (ThSiO₄) или коффинита (USiO₄), что наиболее ярко проявлено в идиоморфных ядрах монацита из метагранитоидов и объясняется наличием примеси чералитового компонента CaTh (PO₄)₂. Внедрение чералитового компонента, очевидно, связано с формированием неоднородных пятнистых доменов в зернах монацита. Согласно проведенным анализам, ритмически зональные монациты первого типа имеют самое низкое содержание Ca, тогда как неоднородные внешние области (монациты второго типа) следуют чералитовому тренду на графике в координатах (Y+REE+P) vs. (Th+U+Si). Эта тенденция также отражается во многих пятнисто-зональных кристаллах.

U-Pb ID-TIMS, SHRIMP-II (цирконы), LA ICP-MS (монациты), Rb-Sr ID-TIMS (образцы пород в целом и минералы), Sm-Nd ID-TIMS (образцы пород в целом), а также и ⁴⁰Ar-³⁹Ar данные по слюдам, в сочетании с полученными ранее наблюдениями [3] дают основание представить, с известными ограничениями, эволюцию древнейших Тараташского и Александровского полиметаморфических комплексов следующим образом. Гранулитовая фация метаморфизма, соответствующая интервалу температур 850-900 °C и давлению 10 кбар, последовательно сменялась последующими регрессивными стадиями амфиболитового и зеленосланцевого метаморфизма. Возраст протолита на основании полученных нами новых U-Pb и Sm-Nd изотопных данных, может быть оценен как раннеархейский (~ 3.5 млрд. лет). Магматическая постгранулитовая активность в рамках изученных разностей цирконов датируется U-Pb ID-TIMS возрастными 2461 ± 36 млн. лет, 2344 ± 29 млн. лет и 2044.4 ± 7.8 млн. лет. Метаморфические и магматические ядра монацитов из метаосадочных и метагранитоидных пород характеризуются U-Pb LA ICP-MS возрастными 2210 ± 23 млн. лет и 2231 ± 23 млн. лет. Последующее преобразование монацитов, вследствие сдвиговых деформаций в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, привело к «пятнистой» неоднородности и химическому изменению рекристаллизованных доменов монацитов с образованием чералита и хаттонита. Этот процесс, инициированный вероятным воздействием щелочного метаморфического флюида вызвал соответствующую гомогенизацию U-Pb-радиогенной системы, фиксируя практически согласующиеся U-Pb возраста 2057 ± 18 и 2063 ± 15 млн. лет, интерпретируемые как время основных сдвиговых деформаций в ТК. Постдеформационный флюидный метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации вызвал частичное преобразование монацита до фторапатита, обогащенного REE+Y эпидота, алланита и Th – ортосиликата. Эти ретроградные изменения коронарно локализованные вокруг монацита, дают прямое указание на то, что REE, Y, и Th были мобильны по крайней мере в масштабе изученных шлифов.

Амфиболитовая (низкой ступени) и зеленосланцевая фации регрессивного метаморфизма соответствуют этапу 1810 ± 8 млн. лет, проявления которого фиксируются в расположенных к востоку от Тараташского, Александровском и Уфалейском комплексах. Вероятно, эти события связаны с деформационными процессами и гранитообразованием в пределах восточной границы восточно-Европейского кратона. На этой же стадии были, возможно, сформированы и зоны сдвиговых деформаций («shear zones») ТК. Частичная гомогенизация Rb-Sr изотопной системы, определяемая интервалом 1400-1200 млн. лет, коррелирует, в пределах погрешностей, с проявлением анорогенного внутриплитного магматизма в Башкирском мегантиклинории и предшествует гренвилевским событиям, которые в ТК пока не находят убедительного подтверждения, по крайней мере, в рамках изученных разностей. Эксгумация же Тараташского и Александровского комплексов, оцениваемая ⁴⁰Ar-³⁹Ar и Rb-Sr методами по белым слюдам, имела место около 300 млн. лет назад.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта 12-И-5-2022 интеграционного проекта фундаментальных исследований, выполняемых в УрО РАН, по теме «Нижний докембрий Урала: геохимия микроэлементов, изотопная геохимия, возраст, генезис, тектоническая позиция в структуре Уралид, палеогеодинамическая эволюция».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ленных В.И., Панков Ю.Д., Петров В.И. Петрология и метаморфизм мигматитового комплекса // Петрология и железорудные месторождения мигматитового комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 3-45.
2. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
3. Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Лепихина О.П. Изотопная геология древнейших образований Южного Урала // Литосфера. 2012. № 5. С. 50-76.
4. Willner A.P, Sindern S., Metzger R. et al. Typology and single grain U/Pb ages of detrital zircons from Proterozoic sandstones in the SW Urals (Russia): early time marks at the eastern margin of Baltica // Precamb. Res. 2003. 124. P. 1-20.
5. Hartz E.H, Torsvik T.H. Baltica upside down: a new plate tectonic model for Rodinia and the Iapetus Ocean // Geology. 2002. 30. P. 255-258.

СУЛЬФИДНЫЕ МИНЕРАЛЫ – НОВЫЕ ГЕОХРОНОМЕТРЫ ПРИ Sm-Nd ДАТИРОВАНИИ РУДОГЕНЕЗА РАССЛОЕННЫХ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ

Серов П.А., Екимова Н.А.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, serov@geoksc.apatity.ru

SULPHIDE MINERALS AS NEW Sm-Nd GEOCHRONOMETERS FOR ORE GENESIS DATING OF MAFIC-ULTRAMAFIC LAYERED INTRUSIONS

Serov P.A., Ekimova N.A.

Geological Institute KSC RAS, Apatity, serov@geoksc.apatity.ru

Одной из важнейших задач геологии рудных месторождений является всестороннее изучение и введение новых методов и методик исследований пород и минералов потенциально богатых на Au-Pt-Pd, Cr-Cu-Ni и Ti-V руды мафитовых интрузий. Определение длительности и последовательности геологических процессов при формировании таких рудоносных комплексов имеет большое значение для понимания рудообразующих процессов. Одним из наиболее популярных изотопно-геохронологических методов определения возраста пород мафит-ультрамафитовых интрузий является Sm-Nd метод, поскольку он позволяет использовать в качестве минералов-геохронометров главные породообразующие минералы – плагиоклазы, орто- и клинопироксены, оливины и т.д. Однако в практику Sm-Nd исследований постоянно вводятся новые минералы-геохронометры, позволяющие надежно датировать время тех или иных геологических процессов. Такими минералами-геохронометрами могут служить сульфиды, так как именно с сульфидами тесно связана промышленная Pt-Pd минерализация.

В доступной авторам мировой и отечественной литературе имеются лишь единичные статьи, посвященные или косвенно касающиеся исследований по данному направлению [6-8, 16-19].

Одной из проблем Sm-Nd систематики сульфидов является вопрос о внутренних включениях с высокими содержаниями РЗЭ (например, монацита). В таком случае, полученные изотопно-геохронологические характеристики могут не соответствовать реальным геологическим событиям. Для решения этого вопроса было проведено исследование внутренней структуры сульфидных минералов в обратно отраженных электронах с использованием высококачественного оборудования – сканирующего электронного микроскопа LEO 1450. Большая часть монофракций представляет собой чистые минеральные фазы. В некоторых минералах были установлены незначительные включения пироксенов, амфибола и кварца. Иногда во включениях присутствуют пирротин, пентландит, халькопирит, сперрилит. Некоторые зерна представляют собой сростки пирротина, пентландита и халькопирита.

Таким образом, исследования показали, что эти включения не способны значительно повлиять и исказить результаты Sm-Nd анализа. Подтверждением этого вывода служит работа [16], где изучались редкие земли в сульфиде из хондрита Bishunrug методом нейтронно-активационного анализа (INAA). В изученном образце были установлены включения энстатита и Fe, Si, Cr-обогащенная фаза, однако, хотя концентрации РЗЭ во включениях сопоставимы с концентрациями в сульфиде, расчеты авторов статьи показали, что эти включения не вносят значительного вклада в общее содержание РЗЭ в сульфидах [16].

Исследования РЗЭ в сульфидах показывают вполне ощутимые и измеряемые на масс-спектрометрах концентрации, включая Sm и Nd, достаточные для использования сульфидов в Sm-Nd изотопном методе исследования [5]. При этом спектры РЗЭ в сульфидных минералах отражают сходный с изученной валовой породой тренд распределения. Таким образом, подтверждается вывод о том, что характер распределения РЗЭ в сульфидах наследовался из материнской породы, а их образование происходило на стадии кристаллизации этой породы. Подтверждением данного предположения служат возрастные изотопно-геохронологические Sm-Nd данные, полученные для нескольких промышленно значимых Pt-Pd и Cu-Ni месторождений.

На Sm-Nd исследования были отобраны две пробы из массива Ахмаваара (западная часть интрузива Суханко) – густовкрапленная сплошная и вкрапленная переотложенная руды.

Минеральная Sm-Nd изохрона по пирротину, пентландиту, халькопириту и породе в целом дает возраст 2433 ± 83 млн. лет, согласующийся с известными датировками для финских интрузий [14, 5]. Отрицательная величина $\epsilon Nd(T) = -2.1$ указывает на аномальный мантийный источник, характерный для большинства палеопротерозойских расслоенных интрузий Фенноскандии [1, 9].

Из переотложенной вкрапленной руды были выделены пирротин, пентландит, халькопирит и пирит. Вместе с породой в целом они образуют изохронную зависимость, устанавливающую возраст 1903 ± 24 млн. лет. Полученный возраст отражает, по-видимому, время флюидно-метасоматической переработки сульфидов и их вторичного переотложения в свекофеннскую коллизионную эпоху.

Федорово-Панский интрузив занимает межформационное положение, на границе осадочно-вулканогенных пород Печенгско-Имандра-Варзугской палеорифтогенной структуры с древнейшими породами основания, слагающими Центральнo-Кольский геоблок. Массив вытянут в юго-восточном направлении почти на 80 км при ширине выходов на поверхность от 600 м до 5-6 км. Наибольшую видимую мощность интрузив имеет в Западно-Панском блоке. Падение его юго-западное под углом $35-50^\circ$, а на восточном фланге до 80° . И северный и южный контакты – тектонические, более крутой – северный контакт, который с глубиной выполаживается. В его строении снизу вверх выделяются несколько основных зон [3, 4, 20]. К нижней норитовой зоне, к такситовым габброноритам Федоровского блока интрузива, Нижнему и Верхнему расслоенным горизонтам Западно-Панского блока приурочены наиболее важные рудоносные горизонты, содержащие промышленные концентрации ЭПГ и золота.

Из пробы габбро-анортозитов Нижнего расслоенного горизонта (месторождение Киевей) наряду с породообразующими плагиоклазами и пироксенами (в виде смесей монофракций клино- и ортопироксенов) были выделены чистые монофракции сульфидных минералов – пирротин, пентландит и смесь халькопирита с пентландитом. Построенная по этим минералам и породе в целом Sm-Nd изохрона соответствует возрасту 2476 ± 41 млн. лет, что хорошо согласуется с U-Pb возрастом по циркону - 2470 ± 9 млн. лет [1]. Параметр $\epsilon Nd(T)$ имеет характерное для палеопротерозойских интрузий Балтийского щита малое отрицательное значение, равное -1.4 ± 0.5 и указывающее на мантийный источник с аномальными характеристиками.

Из пробы рудного габбронорита Нижнего расслоенного горизонта (месторождение Киевей) были выделены монофракции и смесь сульфидных минералов – пирротин, халькопирит и смесь пентландита, халькопирита и пирита. Изохронный Sm-Nd возраст по этим минералам и породе в целом равен 2483 ± 86 млн. лет. Этот возраст интерпретируется как время рудообразования в пределах Нижнего расслоенного горизонта и вполне соответствует ранее полученным данным [1, 9-12]. Погрешность в определении возраста связана с большими ошибками определения изотопного состава Nd в сульфидных минералах ввиду низких концентраций в них самария и неодима. Величина $\epsilon Nd(T) = -1.7$ указывает на аномальный мантийный источник магм, формировавших интрузив.

Из блока Федоровой тундры была отобрана проба метагаббро. Для Sm-Nd анализа были выделены две генерации плагиоклаза, пирит, халькопирит и смесь пирротина с пиритом. Вместе с породой в целом они дают изохронный возраст 2494 ± 54 млн. лет. Этот возраст отражает время образования габброидов с сульфидной минерализацией и согласуется с уже известными датировками по цирконам [2].

В пределах Фенноскандинавского щита только на поверхности насчитываются сотни мафит-ультрамафитовых интрузий, а по геофизическим данным (на глубине) – более тысячи. По многим геологическим характеристикам эти массивы сходны, поэтому каждый из них может быть как безрудным, так и рудным на то или иное полезное ископаемое. Существующие оценки их рудного потенциала связаны с очень дорогостоящими и длительными буровыми и аналитическими работами. Одним из экспрессных и относительно дешевых методов является Sm-Nd датирование пород и минералов.

Изотопные Sm-Nd исследования металлогенически важных палеопротерозойских расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий в нашей стране и во всем мире начались сравнительно недавно. Для некоторых массивов они до сих пор не проводились. Особенностью Sm-Nd метода является то, что он позволяет использовать для датирования процессов породообразующие минералы. Однако наши исследования показали, что наряду с породообразующими, возможно использование и рудных минералов (сульфидов) для определения времени рудогенеза промышленно значимых геологических объектов. В практику Sm-Nd исследований постоянно вводятся новые минералы, позволяющие датировать различные рубежи образования и преобразования пород. Такими минералами-геохронометрами могут служить сульфиды, так как именно с ними тесно связана промышленная Pt-Pd минерализация. Определение возраста по сульфидам является прямым методом, поскольку в этом случае датируется непосредственно время рудообразования, которое может как совпадать со временем кристаллизации материнской магмы (сингенетичные руды), так и не совпадать – эпигенетичные, переотложенные руды. В пределах Фенноскандии известны оба типа проявления сингенетичных и эпигенетичных руд и установление основных этапов рудообразования является важнейшей задачей для понимания эволюции магматических рудонесущих источников и оценки перспективности на МПГ многих базитовых массивов. Проведенные исследования показали, что Sm-Nd метод применим для датирования обоих типов руд, а получаемые датировки хорошо согласуются с уже известными U-Pb возрастами по цирконам или с ключевыми эпизодами свекофенских метаморфических событий (например, Sm-Nd возраст переотложенных руд Ахмаваары около 1900 млн. лет).

Одной из проблем Sm-Nd систематики сульфидов является вопрос о внутренних включениях с высокими содержаниями РЗЭ (например, монацита). В таком случае, полученные изотопно-геохронологические характеристики могут не соответствовать реальным геологическим событиям. Для решения этого вопроса было проведено исследование внутренней структуры сульфидных минералов в обратно отраженных электронах с использованием высоколокального оборудования. Проведенные исследования показали, что эти включения не способны значительно повлиять на результаты Sm-Nd анализа.

Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов РФФИ №№ 11-05-00570, 13-05-00493, офи-м 13-05-12055, программ ОНЗ РАН №№ 2, 4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
2. Грошев Н.Ю., Ниткина Е.А., Митрофанов Ф.П. Двухфазный механизм образования платинометаллических базитов Федоровотундровского массива на Кольском п-ове: новые геологические и изотопно-геохронологические данные // Докл. АН. 2009. № 5. Т. 427. С. 669-673.
3. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометаллические месторождения России. СПб.: Наука, 2000. 755 с.
4. Докучаева В.С. Петрология и условия рудообразования в Федорово-Панском интрузиве // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994. С. 87-100.
5. Екимова Н.А., Серов П.А., Баянова Т.Б. и др. Распределение РЗЭ в сульфидных минералах и Sm-Nd датирование рудогенеза расслоенных базитовых интрузий // Докл. АН. 2011. № 1. Т. 436. С. 75-78.
6. Елизарова И.Р., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. и др. // Мат. III Всеросс. конф. с межд. участием «Масс-спектрометрия и ее прикладные проблемы». 18-22 мая 2009 г. Москва. НУ-8. С. 110.
7. Римская-Корсакова М.Н., Дубинин А.В. Редкоземельные элементы в сульфидах подводных гидротермальных источников Атлантического океана // Докл. АН. 2003. № 5. Т. 389. С. 672-676.
8. Римская-Корсакова М.Н., Дубинин А.В., Иванов В.М. Определение РЗЭ в сульфидных минералах методом ICP-MS после ионообменного концентрирования // Журн. аналит. химии. 2003. № 9. Т. 58. С. 975-979.
9. Серов П.А. Возрастные рубежи формирования платинометаллического оруденения Федорово-Панского расслоенного интрузива по Sm-Nd и Rb-Sr изотопным характеристикам // автореф. дисс. к.г.-м.н. Воронеж. 2008. 24 с.
10. Серов П.А., Митрофанов Ф.П. Платиноносный расслоенный Федорово-Панский интрузив (Кольский п-ов): новые Sm-Nd изохроны и изотопно-геохимические данные // Докл. АН. 2005. № 5. Т. 403. С. 1-4.
11. Серов П.А., Ниткина Е.А., Митрофанов Ф.П. Сопоставление данных по датированию изотопными U-Pb и Sm-Nd методами пород ранней безрудной фазы и рудовмещающих пород платинометаллического Федорово-Панского расслоенного массива // Докл. АН. 2007. № 5. Т. 415. С. 1-3.
12. Balashov Y.A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P. Isotope data on the age and genesis of layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and northern Karelia, northeastern Baltic Shield // Precambrian Res. 1993. V 64. № 14. P. 197-205.

13. Hanski E., Huhma H., Smolkin V.F, *et al.* The age of the ferropicritic volcanics and comagmatic Ni-bearing intrusions at Pechenga, Kola Peninsula, USSR // Bull. Geol. Soc. Finl. 1990. № 62. P. 123-133.
14. Huhma H., Mutanen N., Hanski E. *et al.* Sm-Nd isotopic evidence for contrasting sources of the prolonged Paleoproterozoic mafic-ultramafic magmatism in Central Finnish Lapland // Program and Abstracts. IGCP Project 336 symposium in Rovaniemi, Finland, August 21-23, 1996. University of Oulu. Publ. 33. 1996. P. 17.
15. Jiang S.Y., Slack J.F., Palmer M.R. Sm-Nd dating of the giant Sullivan Pb-Zn-Ag deposit, British Columbia // Geology. 2000. V. 28. № 8. P. 751-754.
16. Kong P., Deloule E., Palme H. REE-bearing sulfide in Bishunpur (LL3.1), a highly unequilibrated ordinary chondrite // Earth and Planetary Science Letters. 2000. V. 177. P. 1-7.
17. Mills R.A., Elderfield H. Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits from the active TAG Mound, 26 °N Mid-Atlantic Ridge // Geochimica Et Cosmochimica Acta. 1995. N. 17. V. 59. P. 3511-3524.
18. Morgan J.W., Wandless G.A. Rare earth element distribution in some hydrothermal elements: evidence for crystallographic control // Geochimica Et Cosmochimica Acta. 1980. V. 44. P. 973-980.
19. Ni Z.-Y., Chen Y.-J., Li N., Zhang H. Pb-Sr-Nd isotope constraints on the fluid source of the Dahu Au-Mo deposit in Qinling Orogen, central China, and implication for Triassic tectonic setting // Ore Geology Reviews. 2012. V. 46. P. 60-67.
20. Schissel D., Tsvetkov A.A., Mitrofanov F.P. *et al.* Basal Platinum-Group Element Mineralization in the Fedorov Pansky Layered Mafic Intrusion, Kola Peninsula, Russia // Economic Geology. 2002. V. 97. N. 8. P. 1657-1677.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ РЗЭ В СУЛЬФИДНЫХ МИНЕРАЛАХ И Sm-Nd ДАТИРОВАНИЕ РУДОНОСНЫХ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Серов П.А.¹, Екимова Н.А.¹, Елизарова И.Р.²

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, serov@geoksc.apatity.ru

² ИХТРЭМС КНЦ РАН, Апатиты

REE DETERMINATION IN SULFIDE MINERALS AND Sm-Nd DATING OF ORE-BEARING LAYERED INTRUSIONS OF THE BALTIC SHIELD

Serov P.A.¹, Ekimova N.A.¹, Elizarova I.R.²

¹ Geological Institute KSC RAS, Apatity

² ICHREMS KSC RAS, Apatity

Изотопно-геохронологические и геохимические исследования пород и минералов расслоенных интрузивов, наряду с другими методами изучения, несут важную информацию для понимания процессов породо- и рудообразования и металлогении в пределах как отдельных геологических тел, так и целых областей их развития. Одним из наиболее популярных изотопно-геохронологических методов определения возраста пород мафит-ультрамафитовых интрузий является Sm-Nd метод, поскольку он позволяет использовать в качестве минералов-геохронометров главные породообразующие минералы – плагиоклазы, орто- и клинопироксены, оливины. Однако в практику Sm-Nd исследований постоянно вводятся новые минералы-геохронометры, позволяющие датировать различные рубежи образования и преобразования пород. Такими минералами-геохронометрами могут служить сульфиды, так как именно с ними тесно связана промышленная Pt-Pd минерализация. Определение возраста по сульфидам является прямым методом, поскольку в этом случае датируется непосредственно время рудообразования.

Данных о непосредственных изотопно-геохронологических исследованиях сульфидов Sm-Nd методом, за исключением единичных попыток, не имеется ни в мировой, ни в отечественной литературе, доступной коллективу. Исследования распределения РЗЭ в сульфидах также практически не ведутся. Известные коллективу исследования А.В. Дубинина и его коллег [1, 4] посвящены изучению РЗЭ в сульфидах из гидротермальных источников срединно-океанических хребтов. Влияние кристаллохимических параметров на накопление РЗЭ в мономинеральных фракциях сульфидов рассматривается в работах [10, 9, 5]. Одним из основных выводов этих работ является возможность вхождения РЗЭ в кристаллическую решетку сульфидных минералов с замещением главных катионов в решетке лантаноидами.

Для определения РЗЭ в образцах без предварительного разделения и концентрирования были воспроизведены аттестованные значения их концентраций в стандарте ГСО 2463 (апатит), в сульфиде из ме-

сторождения Талнах (был использован в качестве стандартного образца в работе [4]) и в международных стандартных образцах Национального центра петрографических и геохимических исследований из г. Нанси (Франция) с использованием квадрупольного масс-спектрометра ELAN 9000 DRC-e (Perkin Elmer, США) в ИХТРЭМС КНЦ РАН, г. Апатиты. Условия вскрытия проб подробно описаны в работе [3]. Подобранные условия вскрытия и анализа проб дали возможность провести определение макро- и микрокомпонентов, РЗЭ и Y в пробах геостандартов, результаты которых хорошо воспроизводят аттестованные значения.

Таким же образом были проведены анализы сульфидных минералов и валовой породы из рудоносных габброноритов расслоенной интрузии Пенникат, Финляндия (рис. 1, табл. 1). Исследования показывают вполне ощутимые и измеряемые концентрации легких РЗЭ, включая Sm и Nd, достаточные для использования сульфидов в Sm-Nd методе датирования.

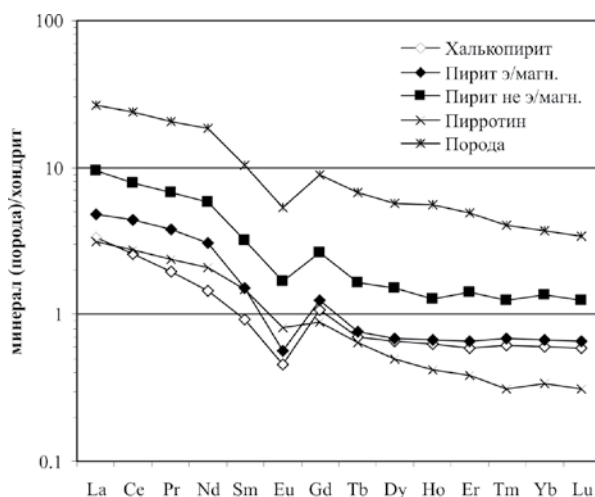


Рис. 1. Распределение РЗЭ в сульфидах и валовой породе из рудоносных габброноритов расслоенной интрузии Пенникат, Финляндия.

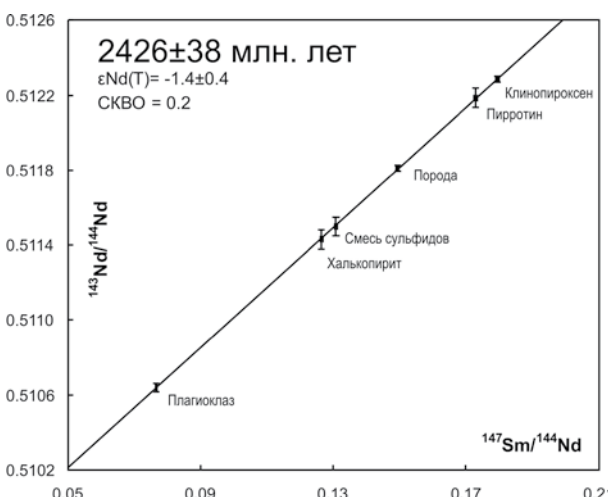


Рис. 2. Минеральная Sm-Nd изохрона для рудоносных габброноритов расслоенной интрузии Пенникат (Финляндия).

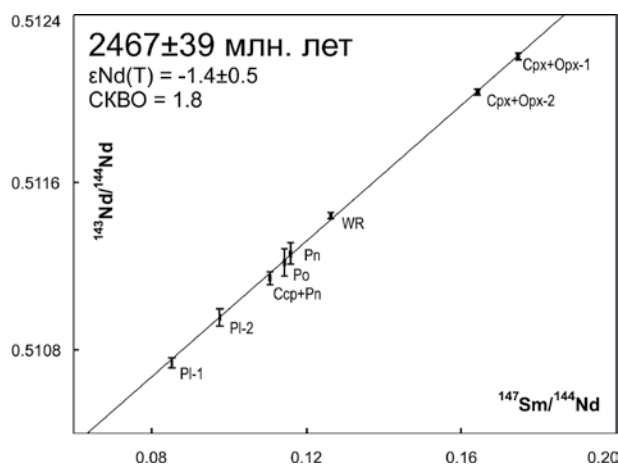


Рис. 3. Минеральная Sm-Nd изохрона для габброноритов месторождения Малая Пана.

в пределах ошибки согласуется с ранее полученным для интрузии Пенникат Sm-Nd возрастом, равным 2410±64 млн. лет [8].

Таким же образом была получена Sm-Nd изохрона для рудоносных габброноритов месторождения Малая Пана (Федорово-Панский расслоенный интрузив). Изотопный Sm-Nd возраст по породе в целом, породообразующим и сульфидным минералам составил 2467±39 млн. лет (рис. 3, табл. 1). Этот возраст хорошо согласуется с уже известным U-Pb возрастом для габброноритов нижнего расслоенного горизонта, который равен 2470±9 млн. лет [7].

В обоих случаях фигуративные точки сульфидов лежат на изохронах, что подтверждает тезис о синхронности образования сульфидов и кристаллизации породы.

Анализ спектров РЗЭ в сульфидах показывает общий с валовой породой характер распределения. Это может говорить о том, что характер распределения редкоземельных элементов в сульфидах был унаследован из их родоначального магматического расплава, а образование сульфидов происходило на стадии кристаллизации породы. Подтверждением этого предположения служат изотопно-геохронологические Sm-Nd данные, полученные для этих габброноритов финской расслоенной интрузии Пенникат. Sm-Nd изотопные исследования проводились по методике, описанной в работах [2, 6]. Изотопный Sm-Nd возраст по сульфидным минералам, плагиоклазу и породе в целом составил 2426±38 млн. лет (рис. 2, табл. 1). Этот возраст

Таблица 1. Изотопные Sm-Nd данные для исследованных образцов.

| | Концентрация, ppm | | Изотопные отношения | | | T _{DM} , млн. лет | ε _{Nd} |
|--|-------------------|-------|--------------------------------------|--------------------------------------|------|----------------------------|-----------------|
| | Sm | Nd | ¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd | ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd | Err. | | |
| Рудный габбронорит (Пеникат) | | | | | | | |
| Порода | 2.00 | 10.07 | 0.14938 | 0.511811 | 28 | 3158 | -1.4 |
| Плагиоклаз | 0.65 | 3.66 | 0.07654 | 0.510639 | 22 | | |
| Клинопироксен | 1.90 | 6.40 | 0.17956 | 0.512285 | 9 | | |
| Халькопирит | 1.00 | 0.65 | 0.13085 | 0.511499 | 53 | | |
| Пирротин | 0.30 | 2.02 | 0.17299 | 0.512185 | 47 | | |
| Смесь сульфидов | 0.11 | 0.71 | 0.12648 | 0.511431 | 46 | | |
| Габбронорит (Северный Риф, Малая Пана) | | | | | | | |
| WR | 1.04 | 4.99 | 0.12632 | 0.511441 | 10 | 2967 | -1.7 |
| Рo | 0.03 | 0.15 | 0.11439 | 0.511217 | 69 | | |
| Рп | 0.01 | 0.04 | 0.11600 | 0.511259 | 53 | | |
| Срр + Рп | 0.02 | 0.12 | 0.11064 | 0.511143 | 27 | | |
| Р1 - 1 | 0.33 | 2.30 | 0.08528 | 0.510738 | 24 | | |
| Р1 - 2 | 0.07 | 0.46 | 0.09767 | 0.510957 | 39 | | |
| Срх + Орх 1 | 4.75 | 16.44 | 0.17467 | 0.512203 | 7 | | |
| Срх + Орх 2 | 2.54 | 9.34 | 0.16412 | 0.512033 | 9 | | |

Таким образом, на основании исследований можно сделать следующие выводы:

– впервые с использованием сульфидных минералов в качестве минералов-геохронометров в Sm-Nd методе были датированы сингенетичные сульфидные рассеянные вкрапленности промышленно рудных объектов - рудоносные габбронориты интрузии Пеникат и габбронориты месторождения Малая Пана.

– впервые были получены спектры распределения РЗЭ в сульфидных минералах из рудоносных габброноритов расслоенной интрузии Пеникат (Финляндия) и обоснована их кристаллизация из расплава, одновременная с породообразующими минералами.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 11-05-00570, 13-05-00493, офи-м 13-05-12055 и Программы ОНЗ РАН № 4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубинин А.В. Масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой: Определение редкоземельных элементов в стандартных образцах донных отложений океанского генезиса // Геохимия. 1993. № 11. С. 1605-1619.
2. Екимова Н.А., Серов П.А., Баянова Т.Б. и др. Распределение РЗЭ в сульфидных минералах и Sm-Nd датирование рудогенеза расслоенных базитовых интрузий // Докл. АН. 2011. № 1. Т. 436. (в печати).
3. Елизарова И.Р., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. и др. // Матер. III Всеросс. конф. с межд. участием «Масс-спектрометрия и ее прикладные проблемы», 18-22 мая 2009, Москва, НУ-8. С. 110.
4. Римская-Корсакова М.Н., Дубинин А.В. Редкоземельные элементы в сульфидах подводных гидротермальных источников Атлантического океана // Докл. АН. 2003. № 5. Т. 389. С. 672-676.
5. Римская-Корсакова М.Н., Дубинин А.В., Иванов В.М. Определение РЗЭ в сульфидных минералах методом ICP-MS после ионообменного концентрирования // Жур. аналит. химии. 2003. № 9. Т. 58. С. 975-979.
6. Серов П.А., Екимова Н.А. Возможности Sm-Nd датирования рудных процессов с использованием сульфидов // Вестник МГТУ. 2009. № 3. Т. 12. С. 456-460.
7. Balashov Y.A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P. Isotope data on the age and genesis of layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and northern Karelia, northeastern Baltic Shield // Precambrian Res. 1993. V. 64. N. 14. P. 197-205.
8. Huhma H., Cliff R., Perttunen V. et al. Sm-Nd and Pb isotopic study of mafic rocks associated with early Proterozoic continental rifting: the Peraipohja schist belt in northern Finland // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 104. P. 369-379.
9. Mills R.A., Elderfield H. Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits from the active TAG Mound, 26 °N Mid-Atlantic Ridge // Ibid. 1995. N. 17. V. 59. P. 3511-3524.
10. Morgan J.W., Wandless G.A. Rare earth element distribution in some hydrothermal elements: evidence for crystallographic control // Geochim. Et Cosmochim. Acta. 1980. V. 44. P. 973-980.

**КОМПЛЕКСНОЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ РЕШЕНИЕ ПРОБЛЕМЫ ВОЗРАСТА
ЭКЛОГИТОВ БЕЛОМОРСКОГО ПОЯСА**

Скублов С.Г., Мельник А.Е., Березин А.В.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, skublov@yandex.ru

**COMPLEX ISOTOPE-GEOCHEMICAL SOLUTION OF AGE OF THE
BELOMORIAN BELT ECLOGITES**

Skublov S.G., Melnik A.E., Berezin A.V.

Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Saint-Petersburg, skublov@yandex.ru

Авторами проведена работа по обобщению всех доступных данных (877 индивидуальных прецизионных локальных анализа) по составу цирконов из эклогитовых комплексов мира. В результате выявлены общие закономерности [2], позволяющие четко идентифицировать эклогитовые цирконы, и отличать их от магматических габброидных цирконов, сохраняющихся в апобазитовых эклогитах. Эти закономерности заключаются в следующем: аномально пониженное содержание Th (в среднем не больше 3 ppm) и величины Th/U отношения (в среднем 0.03); значительно пониженное содержание всего спектра REE (до 22 ppm) и, особенно – LREE (менее 2 ppm); пониженное содержание Y (в среднем 34 ppm), U (100 ppm), P (41 ppm) и повышенное – Hf (в среднем 11400 ppm). Спектр распределения REE в цирконах из эклогитов отличается: четко выраженным пологим распределением HREE; отсутствием или слабо выраженной отрицательной Eu-аномалией; сильно редуцированной положительной Ce-аномалией (Ce/Ce* в среднем 11); «корытообразным» провалом в легкой части спектра REE, достигающим до появления отрицательной Nd-аномалии. Установленные закономерности распределения редких и редкоземельных элементов в цирконах из эклогитов универсальны, они не зависят от типа породы и величины давления. Комплексное использование этих признаков позволяет уверенно отличать эклогитовые цирконы от цирконов магматического генезиса и от метаморфических цирконов, связанных с умеренно-барическим метаморфизмом.

Для эклогитов БПП, на эталонных участках (районы Салмы и Гридино) установлено, что центральные части (ядра) цирконов из эклогитов-метагаббро с возрастом 2.8-2.9 млрд. лет являются магматическими архейскими, а их внешние метаморфические каймы с возрастом около 1.9 млрд. лет по редкоэлементному составу соответствуют типовым эклогитовым цирконам. Архейских цирконов с эклогитовыми геохимическими характеристиками в пределах БПП не обнаружено. Свекофеннский возраст эклогитового метаморфизма для БПП, определенный с помощью изотопно-геохимического исследования и датирования цирконов, однозначно подтверждается по тем же образцам эклогитов данными Lu-Hf гранатовой геохронометрии [3]. Все кристаллы гранатов из датированных проб имеют признаки моноциклического образования: гомогенная или проградно-зональная центральная часть зерен, и наложенная ретроградная зональность во внешней части гранатов.

Впервые современными методами изучен возраст эклогитов на островах Керетского архипелага (о-ва Сидоров и Илейки). Магматический возраст протолита эклогитов, установленный U-Pb методом по циркону, находится в интервале 2400-2480 млн. лет. Возраст эклогитизации определен как ~1900 млн. лет, что совпадает с оценками для других проявлений эклогитов в пределах Беломорского пояса. Наложенная амфиболитизация metabазитов происходила около 1870-1880 млн. лет [1].

Комплексом методов проведено датирование эклогитоподобных базитов района Красной губы. U-Pb методом по ядрам циркона установлен возраст образования магматического протолита 2177 ± 11 млн. лет. Результаты датирования Sm-Nd методом позволяют оценить время эклогитизации как 1882 ± 12 млн. лет. Эта датировка несколько моложе возраста других проявлений эклогитов в Беломорском поясе и не проявлена в каймах циркона. По каймам циркона с особым метасоматическим характером распределения REE и титаниту из секущей эклогиты жилы U-Pb методом получен возраст 1850-1840 млн. лет, который соответствует времени поздней флюидной переработки, заметно проявленной в эклогитах из других участков Беломорского пояса.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (гранты 13-05-00283 и 12-05-31232) и Министерства образования и науки РФ (соглашение 8663).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Березин А.В., Скублов С.Г., Марин Ю.Б. и др. Новое проявление эцлогитов в Беломорском подвижном поясе: геология, условия метаморфизма и изотопный возраст // Докл. АН. 2013. № 1. Т. 448. С. 64-75.
2. Скублов С.Г., Березин А.В., Бережная Н.Г. Общие закономерности состава цирконов из эцлогитов по редким элементам применительно к проблеме возраста эцлогитов Беломорского подвижного пояса // Петрология. 2012. № 5. Т. 20. С. 470-494.
3. Хервартц Д., Скублов С.Г., Березин А.В. и др. Первые определения Lu-Hf возраста гранатов из эцлогитов Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит, Россия) // Докл. АН. 2012. Т. 443. № 2. С. 221-224.

**НОВЫЕ ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ
ПАНАРЕЧЕНСКОЙ СТРУКТУРЫ (КОЛЬСКИЙ П-ОВ)**

Скуфьин П.К., Баянова Т.Б., Елизаров Д.В.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, skuf@geoksc.apatity.ru

**NEW ISOTOPIC DATA OF THE EARLY PROTEROZOIC PANARECHKA STRUCTURE
VOLCANITES (KOLA PENINSULA)**

Skufin P.K., Bayanova T.B., Elizarov D.V.

Geological Institute KSC RAS, Apatity

На Кольском геоблоке, в пределах раннепротерозойского Печенгско-Варзугского зеленокаменного пояса, установлена Панареченская вулканогенно-тектоническая кальдероподобная структура (ПВТС) [1]. Это овальное геологическое тело размером 21×8 км, вытянутое в северо-западном направлении и автономное по отношению к вмещающим породам ильмозерской свиты и томингской серии Имандра-Варзугской структурной зоны (рис. 1). Вулканоструктура выполнена аркозовыми и граувакковыми песчаниками и базальтовыми лавами панареченской свиты мощностью около 1000 м. В ее южной части локализованы самостоятельные Западная и Восточная кальдеры, заполненные дацит-риолитовыми лавами и риолитовыми палеоигнимбритами самингской свиты мощностью до 500 м. На периферии ПВТС породы имеют центриклинальное концентрическое залегание с углами падения 25-45°; в ядерной ее части падения более пологие, местами до субгоризонтальных. По периметру ПВТС зафиксирован кольцевой разлом с субвертикальным падением, по которому внедрились многочисленные линзовидные и серповидные субвулканические интрузии трахиандезитового и трахидацитового состава. Риолитовые вулканы Западной кальдеры прорваны штоком эпизональных плагиомикроклиновых гранитов размером 3×1.5 км.

Повышенные концентрации Au (0.1-1 г/т), Ag (до 20 г/т), а также Sn, Bi, Sb, Pb, Zn, W, As приурочены к зонам развития кварц-углеродистых метасоматитов, сформировавшихся в зонах влияния мелких синвулканических разломов, рассекающих риолиты и риодациты нижнесамингской подсвиты, а также осадки панареченской свиты.

Существует ряд надежных реперных датировок для магматогенных пород начальных рифтогенных этапов развития Печенгско-Варзугского пояса: вулканы сейдореченской свиты (Имандра-Варзугская структура) имеют U-Pb возраст 2448±8 млн. лет [2]; ферропикрит матертской свиты Печенгской структуры имеет Os-Re возраст 1970±45 млн. лет [3]; Pb-Pb возраст туфа матертской свиты – 1970±5 млн. лет [4]; аналогичный U-Pb возраст имеют комагматичные с базитами матертской свиты габбро-верлитовые интрузии – 1982±5 млн. лет [5]. Однако время формирования магматических пород орогенного этапа, венчающих разрезы карельского комплекса (калевий) Печенгской и Имандра-Варзугской структур, оценивается весьма приближенно данными Rb-Sr анализа валовых проб – 1865-1855 млн. лет для Печенгской и 1765 млн. лет для Имандра-Варзугской структур [6].

Был получен абсолютный возраст интрузивных трахидацитов зоны кольцевого разлома, а также гранитов Западной кальдеры, соответственно, равный 1907±18 и 1940±5 млн. лет [11].

Соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для интрузивных гранитов и трахидацитов ПВТС составляют, соответственно, 0.70299 и 0.70501, а $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ – (+2.02) и -6.70 (табл. 1), что указывает на мантийный генезис гранитов и коровый – трахидацитов.

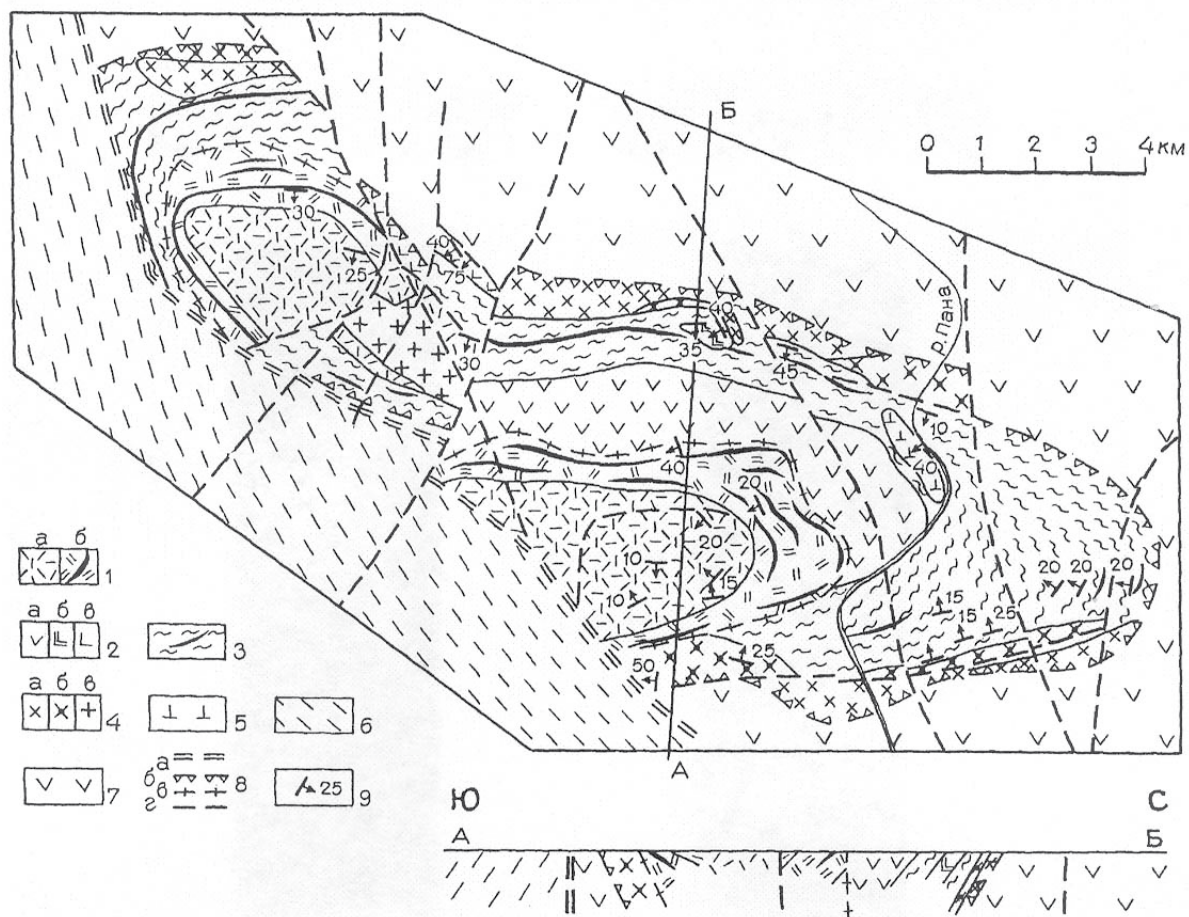


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Панареченской вулкано-тектонической структуры (ПВТС).

1-5 – вулканогенно-осадочные породы ПВТС: 1 – вулканы самингской свиты: а – палеогнимбриды риолитового состава верхнесамингской подсвиты, б – лавы риодацитового и риолитового состава нижнесамингской подсвиты с телами кварц-углеродистых метасоматитов; 2 – породы габбро-базальтовой вулкано-плутонической ассоциации: а – базальтовые лавы верхнепанареченской подсвиты; б – интрузии габбро-долеритов и микрогаббро; в – интрузии пикритового состава; 3 – осадочные породы нижнепанареченской подсвиты с телами кварц-углеродистых метасоматитов; 4 – трахидациты (а) и трахиандезиты (б) зоны кольцевого разлома; в – плагиомикроклиновые граниты; 5 – Панареченский эпизодический перидотитовый массив; 6 – томингская серия; 7 – ильмозерская свита; 8 – разрывные нарушения: а – Томингский надвиг, б – кольцевой разлом ПВТС, в – кольцевые разломы по границам Западной и Восточной кальдер, г – линейные разрывные нарушения; 9 – элементы залегания пород.

Для U-Pb датирования лавовых вулкаников ПВТС были выбраны свежие образцы риолитов из горной выработки на вершине г. Саминга. Из риолитов была отобрана проба весом 150 кг, при обработке которой были выделены цирконы трех популяций. Изотопный U-Pb возраст цирконов равен 1883 ± 26 млн. лет. Кроме того, координаты точки 3 находятся на конкордии и отражают U-Pb возраст, равный 2141 ± 39 млн. лет, который интерпретируется ксеногенной природой цирконов и хорошо сопоставим с полученным нами изотопным U-Pb возрастом базальтов ильмозерской свиты – 2150 ± 5 млн. лет.

Соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для лавовых пород самингской свиты ПВТС составляет 0.70207, а $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) - (+0.51)$ (табл. 1), что однозначно указывает на мантийный генезис риолитов.

Таблица 1. Изотопные отношения в породах Панареченской структуры.

| № п/п | № пробы | Порода | Свита | Изотопные отношения | | Возраст, млн, лет | $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ | Isr | $\epsilon\text{Sr}(\text{T})$ |
|-------|---------|------------|------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-------------------|----------------------------------|---------|-------------------------------|
| | | | | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | | | | |
| 1 | ПН-2 | Гранит | | 0.108607 | 0.511669 | 1850 | 2.02 | 0.70299 | 10.63 |
| 2 | С-192 | Трахидацит | | 0.085707 | 0.510945 | 1850 | -6.70 | 0.70501 | 39.44 |
| 3 | С-166 | Риолит | Самингская | 0.121788 | 0.511752 | 1850 | 0.51 | 0.70207 | -2.40 |

Полученный нами возраст вулкаников самингской свиты, а также субвулканических трахидацитов и плагиомикроклиновых гранитов ПВТС позволяет предположить длительную и сложную историю форми-

рования фельзического магматизма Панареченской кальдероподобной структуры, ранняя фаза которого представлена интрузивным массивом плагиомиокроклиновых эпизональных гранитов, а затем серией субвулканических среднекислых интрузивных тел зоны влияния кольцевого разлома. Завершился этот процесс излиянием кислых риолитовых лав самингской свиты.

Возраст изученных пород сопоставим с возрастом кристаллизации плагиогранитов Шуонияврского массива и кварцевых диоритов Каскельяврского массива в южном обрамлении Печенгской структуры – соответственно, 1939 ± 7 млн. лет [7] и 1940 ± 17 млн. лет [8]. Кроме того, полученные нами возраста магматизма калевийского возраста позволяют датировать проявления благороднометалльного и сульфидного оруденения в Панареченской структуре, связанного с мощными синмагматическими зонами кварц-углеродистых метасоматитов в дацит-риолитовых породах самингской свиты и в осадочных породах панареченской свиты. Формирование кварц-углеродистых метасоматитов ПВТС завершает широкомасштабный процесс эволюции плюмовой ятулийско-людиковийско-калевийской флюидно-магматической системы Печенгско-Варзугского пояса, на ранней стадии активизации которого последовало мощное излияние субщелочных лав пирттиярвинской свиты на Печенге с мантийными геохимическими метками, и аналогичных по составу лав умбинской свиты в Имандра-Варзугской зоне. Далее последовал более масштабный вулканизм людиковия, сформировавший семикилометровую толщу толеитовых базальтов и подщелоченных ферропикритов заполярнинской и матертской свит, с внедрением комагматичных рудоносных интрузивов габбро-верлитовой ассоциации с сульфидным Cu-Ni оруденением и повышенными концентрациями Co, Au, PGE. Параллельно этому процессу сформировались значительные по мощности (до 1 км) углеродистые осадки продуктивной свиты.

В Имандра-Варзугской структуре ранним этапам людиковийского магматизма соответствуют мощные толщи базальтоидных лав ильмозерской свиты, U-Pb возраст которых равен 2150 ± 5 млн. лет.

Изучение высокоуглеродистых тектонитов в зонах глубинных разломов Восточного Саяна [9], являющихся концентраторами значительных объемов Au, Ag и элементов PGE, наряду с исследованием углеродистых пород людиковия с возрастом 2000 млн. лет из Карелии, с аномально высокими концентрациями благородных и редких металлов [10], однозначно указывают на факт транзитного переноса рудных элементов углерод-содержащими восстановленными глубинными флюидами и последующего отложения вместе с самородными формами углерода в приповерхностных зонах. Для карельских рудоносных структур пульсационный прорыв плюмовых кварц-углеродородных флюидов в бассейны черносланцевой седиментации людиковия доказывается геофизическими данными, указывающими на стадийность проявлений термальных и гравитационных аномалий, связанных с воздымающимися флюидными колоннами [11].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Скуфьин П.К., Пушкин Г.Ю. Вулкано-тектоническая структура в центральной части Печенгско-Варзугского вулканического пояса (Кольский п-ов) // Докл. АН. 1986. № 6. Т. 287. С. 1461-1464.
2. Баянова Т.Б., Чащин В.В. // Матер. I Всеросс. палеовулкан. симпозиума, 20-25 августа 2001. Петрозаводск. 2001. С. 16-17.
3. Walker R., Morgan G.W., Hanski E.J. *et al.* In: Proceedings of Sudbury-Norilsk Symp., Ontario Geol. Survey, Spec. 1994. Publ. 5. P. 343-355.
4. Hanski E.J., Huhma H., Smolkin W.F. // Bull. Geol. Soc. Finland. 1990. V. 62. P. 2. P. 123-133.
5. Смолькин В.Ф., Баянова Т.Б. // Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Тезисы. Петрозаводск. 1999. С. 150-151.
6. Балашов Ю.А. Геохронология раннепротерозойских пород Печенгско-Варзугской структуры Кольского п-ова // Петрология. 1996. № 1. Т. 4. С. 3-25.
7. Скуфьин П.К., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. и др. Абсолютный возраст гранитоидов Шуонияврского массива из южного обрамления Печенгской структуры (Кольский п-ов) // Докл. АН. 2000. № 2. Т. 370. С. 227-230.
8. Ветрин В.Р. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 6. С. 20-33.
9. Савельева В.Б., Звонкова Н.Г., Аникина Ю.В. Углеродистые тектониты Оспинско-Китойского гипербазитового массива (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1998. № 5. Т. 39. С. 598-610.
10. Ахмедов А.М., Голубев А.И., Костоянов А.И. Мантийная природа аномалий благородных металлов в черносланцевых комплексах палеопротерозоя Балтийского щита // Мантийные плюмы и металлогения. Матер. междунар. симпозиума. Тезисы. Петрозаводск. 2002. С. 18-19.
11. Скуфьин П.К., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. Изотопный возраст субвулканических гранитоидных пород раннепротерозойской Панареченской вулкано-тектонической структуры (Кольский п-ов) // Докл. АН. 2006. № 6. Т. 408. С. 801-805.

**ДИНАМИКА СТАНОВЛЕНИЯ ГРАНУЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА
ПО ДАННЫМ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ (НА ПРИМЕРЕ ОНЕЖСКОГО)**

Слабунов А.И.¹, Володичев О.И.¹, Король Н.Е.¹, Сибелев О.С.¹, Бережная Н.Г.², Ларионов А.Н.²

¹ ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, slabunov@krc.karelia.ru

² ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

**DYNAMIC OF ORIGIN GRANULITE COMPLEXES OF KARELSK CRATON ON ZIRCON U-Pb
DATA (FOR EXAMPLE ON ONEZSKAY STRUCTURE)**

Slabunov A.I.¹, Volodichev O.I.¹, Korol N.E.¹, Subelev O.S.¹, Berezhnaya N.G.², Larionov A.N.²

¹ Institute of Geology Karelia Science Centre RAS, Petrozavodsk

² VSEGEI, Sankt-Petersburg

Гранулитовые (гранулит-эндербит-чарнокитовые) комплексы имеют достаточно широкое распространение в архее Карельского кратона Фенноскандинавского щита: онежский, тулосский, вокнаволоцкий, пудасъярвинский, варпаисъярвинский [1, 6]. Они характеризуются, главным образом, как умеренно-барические (т. е., формирующиеся при давлениях до 5 (реже 6-7) кбар, за исключением последнего.

В строении всех указанных комплексов принимают участие в различных пропорциях три составляющие: 1) кристаллосланцы (гранулиты основного, среднего и кислого состава), образованные по породам рамы, 2) эндербиты и 3) чарнокиты. Геологические соотношения между ними хорошо документируются: эндербиты содержат ксенолиты, сложенные кристаллосланцами, чарнокитовые массивы или жилы секут их.

Для того чтобы понять динамику формирования гранулитовых комплексов, нами предпринята попытка изотопного датирования с помощью ионного зонда SHRIMP-II всех разновидностей цирконов из главных составляющих онежского, тулосского и вокнаволоцкого гранулитовых комплексов. Наиболее полная информация получена по онежскому комплексу.

Онежский (или Карицкий [2]) неоархейский гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс располагается в древнейшем Водлозерском блоке (террейне) на границе центрального и периферического его доменов [4]. Он слагает тело размером 100×25 км СЗ простирания.

Гранулитовый комплекс состоит из двух главных компонентов: ксенолитов размером от нескольких см до 2 м, сложенных кристаллосланцами; Орх-гранитоидов (эндербитов и чарнокитов). Кристаллосланцы представлены породами основного, среднего, кислого и, реже, ультраосновного составов [2].

По петрогеохимическим особенностям основные кристаллосланцы отвечают базальтам толеитовой серии. Для них характерно «плоское» распределение нормированных по хондриту сод. РЗЭ при уровне сод. 10-20 хондритов, небольшая отрицательная (относительно Th и La) аномалия Nb на спайдерграмме [7].

Гранулиты среднего и кислого составов (Орх-Amph-Bt кристаллосланцы) отвечают по составу диоритам – кварцевым диоритам известково-щелочной серии и существенно отличаются от эндербитов (Орх-гранитоидов) более низким содержанием SiO₂ и более высоким ТРЗЭ [7]. Орх-гранитоиды (эндербиты, чарнокиты) варьируют по составу от кварцевых диоритов (тоналитов) до гранитов известково-щелочной серии.

В основных кристаллосланцах различимы два гранулитовых парагенезиса: ранний и поздний. Ранняя парагенетическая ассоциация (Орх_I + Срх_I + Amph_I + Pl_I) выделяется как относительно мелкозернистая среди более крупнозернистой поздней (Орх_{II} + Срх_{II} + Amph_{II} + Bt_{II} + Pl_{II}).

Оценка температур становления ранних (I) и поздних (II) парагенезисов близка – 754-870 °С и 750-877 °С, соответственно, давления – 5.5-6.1 кбар.

Все породы Онежского гранулитового комплекса в той или иной степени испытали наложенный метаморфизм в условиях от амфиболитовой к эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой фаций [2].

Нами выделены и исследованы цирконы из: 1) ксенолитов основных гранулитов (пробы ON9-7/1, BD-10/9), 2) ксенолитов кислых гранулитов (ON1-2/4) и 3) эндербитов (ON1-7/1A, ON1-1/1) (см. табл.).

В основных гранулитах м. Черный (проба BD-10/9) среди выделенных цирконов, установлены следующие возрастные группы [5]: наиболее древний возраст 2898±21 Ма (по верхнему пересечению дискордии) получен по темным на CL-изображениях слабо зональным ядрам цирконов. По «гранулитовым» многогранным ядрам и темному тонкозональному ядру построена дискордия с верхним пересечением 2838±23 млн. лет. По темным на CL-изображениях зернам, оболочкам и призматическим кристаллам по-

лучен более молодой возраст – 2734 ± 20 млн. лет (по верхнему пересечению дискордии). В основном гранулите из ксенолита в эндербите на о. Б. Гольцы (пробы ON9-7/1) установлено [7], что возраст одной генерации «гранулитовых» цирконов оценивается в 2739 ± 17 млн. лет, а другой – в 2701 ± 14 млн. лет. Кроме того, здесь выделяется неоднородная популяция цирконов с возрастом 2522 ± 64 млн. лет (по верхнему пересечению дискордии).

Таблица. Изотопные возраста цирконов из онежского гранулитового комплекса.

| Номер пробы | ON9-7-1 | BD-10/9 | ON1-2/4 | ON1-1/1 | ON9-7/1A | Матвеева и др., 2011 |
|--------------------|-------------------|-------------------|-----------------|---------------|---------------|----------------------|
| Порода | основной гранулит | основной гранулит | кислый гранулит | ср/з эндербит | кр/з эндербит | эндербит |
| Место отбора пробы | о. Б. Голец | м. Черный | м. Бесов нос | о. Бесиха | о. Б. Голец | о. Б. Голец |
| | | | $2988 \pm 9^*$ | | | |
| | | 2898 ± 21 | | | | |
| | | 2838 ± 23 | | | 2837 | 2844 |
| | | | | | 2817^* | |
| | | | | 2780 ± 10 | | |
| | 2739 ± 17 | 2734 ± 20 | | | | |
| | | | | | 2726 ± 9 | |
| | 2716 ± 11 | | 2714 ± 27 | | | 2717 ± 8 |
| | | | | 2707 ± 8 | | |
| | 2701 ± 14 | | | | | |

* $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст

В ксенолите кислых диафторированных гранулитов в эндербидах на мысе Бесов нос (проба ON1-2/4) большая часть цирконов дискордантна и их возраст по верхнему пересечению дискордии оценивается в 2714 ± 27 млн. лет. Эти цирконы призматические, часто с хорошо выраженной тонкой зональностью, иногда с ядрами. Наиболее древний ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) возраст 2989 ± 9 Ма получен по темному на CL-изображении со слабо выраженным ядром циркону. Кроме того, в данной пробе выделяются две возрастные группы цирконов $2218\text{--}2272$ млн. лет и 1862 млн. лет.

В крупнозернистых эндербидах о. Б. Голец (проба ON1-7/1A) выделяются две возрастные группы цирконов: возраст первой оценивается в 2726 ± 9 млн. лет (по верхнему пересечению дискордии), возраст ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) второй – $2817\text{--}2837$ млн. лет соответствует возрасту ядер. В составе цирконов первой группы выделяются как призматические со слабо выраженной зональностью кристаллы, так и изометричные «гранулитовые».

В эндербидах о. Б. Голец также установлены [3] цирконы с возрастом 2717 ± 8 млн. лет, которые оцениваются как гранулитовые, а также с возрастом 2844 млн. лет, которые характеризуют возраст протолита.

В диафторированных эндербидах о. Бесиха (проба ON1-1/1) установлены две возрастные группы цирконов: ранняя – 2780 ± 9 млн. лет (по верхнему пересечению дискордии), отвечает возрасту ядер, и поздняя – 2707 ± 8 млн. лет (большая часть значений близки к конкордантным). В составе второй возрастной группы выделяются как изометричные «гранулитовые» кристаллы, так и призматические со слабо выраженной зональностью кристаллы.

Представленные данные позволяют оценить динамику становления гранулитовых комплексов. Возраст протолита, по которому формируются гранулиты онежского комплекса, оценивается в $2.98\text{--}2.78$ млрд. лет, что согласуется с возрастом ($3.2\text{--}2.70$ млрд. лет) гранит-зеленокаменных образований Водлозерской субпровинции Карельского кратона [4]. Проявления высокотемпературных процессов, в ходе которых образовались эндербиты и кристаллосланцы, происходит в интервале времени $2739\text{--}2701$ млн. лет. При этом в основных гранулитах зафиксированы две генерации «гранулитовых» цирконов 2739 и 2701 млн. лет, что согласуется с петрологическими оценками, фиксирующим два гранулитовых парагенеза. Формирование эндербитов происходило в интервале $2726\text{--}2716$ млн. лет.

Работа проводится при поддержке РФФИ (грант 11-05-00168-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Володичев О.И., Король Н.Е. Геология и метаморфизм пород гранулитовой фации беломорского комплекса // Петрология глубокометаморфизованных комплексов Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1983. С. 5–26.
2. Костин В.А. Гранитоиды и метасоматиты Водлозерского блока (юго-восточная Карелия). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1989. 165 с.
3. Матвеева Л.В., Лобач-Жученко С.Б. и др. Геология неоархейского гранулитового метаморфизма Прионежья // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Матер. конф. Петрозаводск. 2011. С. 132-134.
4. Ранний докембрий Балтийского щита (под ред. Глебовицкого В.А.) СПб.: Наука, 2005. 711 с.
5. Слабунов А.И., Бережная Н.Г., Король Н.Е. и др. Неоархейский онежский гранулитовый комплекс Карельского кратона: особенности состава и новые данные изотопного датирования цирконов // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. Матер. V Росс. конф. по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 336-338.
6. Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3-32.
7. Слабунов А.И., Сибелев О.С. и др. Онежский гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс Карельского кратона // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Путеводитель научных экскурсий. Петрозаводск. 2011. С. 1-17.

**ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
КАНДАЛАКШСКОГО АНОРТОЗИТОВОГО МАССИВА
(КОЛЬСКИЙ РЕГИОН): НОВЫЕ ДАННЫЕ**

Стешенко Е.Н.¹, Баянова Т.Б.¹, Чашин В.В.¹, Славнов В.И.²

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, katerina-steshen@mail.ru

² АФ МГТУ, Апатиты

**GEOCHRONOLOGICAL AND ISOTOPE-GEOCHEMISTRY INVESTIGATIONS OF
KANDALAKSHA ANORTHOSITE MASSIF (KOLA REGION) NEW DATA**

Steshenko E.N.¹, Bayanova T.B.¹, Chashchin V.V.¹, Slavnov V.I.²

¹ Geological Institute, Kola Science Centre RAS, Apatity, katerina-steshen@mail.ru

² AF MGTU, Apatity

Цель данных исследований – изучить изотопный U-Pb возраст бадделеита и циркона из анортозитов Кандалакшского массива. Для геолого-петрологических и изотопно-геохимических исследований были отобраны представительные пробы в ходе полевых работ Рт-метального отряда ГИ КНЦ РАН в 2012 г.

Кандалакшский массив расположен к северу от предыдущего участка, в бассейне р. Лувеньги и включает западную часть Кандалакшского массива метаанортозитов. В результате проведенных работ детально изучен разрез северного крыла массива и фрагментарно – южного крыла. В районе Кандалакшских тундр интрузия прослежена на 25 км при ширине от 0.5 до 4 км, образуя в плане две полосы, смыкающихся в западном окончании, в разрезе массива предполагается мульдообразное строение. В основании залегает, впервые встреченный, фрагмент краевой зоны, видимой мощностью первые метры, представленный мезократовыми метаноритами. Главная зона интрузии в основании сложена прерывистой полосой мощностью 200-300 м лейкократовых метагаббро. Выше по разрезу развита зона чередования метаанортозитов и лейкократовых метагаббро мощностью от 200-300 м до 1 км каждая. Все породы массива метаморфизованы в условиях гранулитовой фации, катаклазированы и милонитизированы с образованием тонкополосчатых blastomylonites и blastokataklazites состава гранат-плаггиоклазовых, гранат-пироксен-плаггиоклазовых и гранат-амфибол-плаггиоклазовых кристаллосланцев. Среди пород Кандалакшского массива метаанортозитов зачастую встречаются маломощные прослои «эклогитоподобных» пород, имеющих в ряде случаев, как и в Колвицком массиве, субсогласное залегание с вмещающими породами по простиранию и секущее по падению. Контакты с подстилающими породами, представленными кандалакшской толщей гранатовых амфиболитов, не обнажены. Встречен контакт с залегающими гипсометрически выше образованиями плоскотундровской толщи гранат-пироксен-плаггиоклазовых кристаллосланцев. Кристаллосланцы на контак-

те тонкозернистые и тонкосланцеватые, содержат небольшие затеки метаанортозитов. Другие интрузивные образования представлены телом линзовидной формы метапироксенитов размером 100×50 м. В результате работ отобрано 4 геохронологических пробы. Все пробы будут анализироваться в Кольском центре геохронологических и геохимических исследований коллективного пользования (ЦКП) при ГИ КНЦ РАН.

Таблица 1. Геохронологические данные для пород Кандалакшской и Колвицкой зоны Кольского региона Балтийского щита.

| Геологическая структура | Массив, свита, комплекс | Широта Долгота | Порода | Метод | Минералы | Возраст (млн. л) | Ссылка |
|-----------------------------|-------------------------|------------------|---------------------------|-------|----------|------------------|--------|
| Колвицкий гранулитовый пояс | Колвицкий массив, | 66°46' 33°23' | Габброанортозит | U-Pb | Zr | 1905±26* | [6] |
| Колвицкий гранулитовый пояс | Порья губа, о. Паленый | 66°43' 33°52' | Плагиогранит | U-Pb | Zr | 1912±2 | [9] |
| Колвицкая зона | м. Кочинный | 66°43' 33°31' | Диоритогнейс | U-Pb | Zr | 1919±18 | [5] |
| Колвицкая зона | Порья губа | 66°47' 33°41' | Пегматит | U-Pb | Zr | 2056±3 | [5] |
| Колвицкая зона | Порья губа | 66°47' 33°41' | Эндербит | U-Pb | Zr | 2181±8 | [5] |
| Колвицкая зона | Порья губа | 66°47' 33°41' | Микроклиновый гранит | U-Pb | Zr | 2289±20 | [5] |
| Колвицкий гранулитовый пояс | Колвицкий массив | 66°42' 33°32' | Габброанортозит | Pb-Pb | Zr | 2423±3 | [10] |
| Колвицкий гранулитовый пояс | Колвицкий комплекс | 66°43' 33°32' | Амфиболовый габбро-диорит | U-Pb | Zr | 2437±15 | [3] |
| Колвицкий гранулитовый пояс | Колвицкий массив | 66°42' 33°32' | Габброанортозит | U-Pb | Zr | 2450±7 | [10] |
| Колвицкий гранулитовый пояс | Колвицкий массив | 66°46' 33°32' | Габброанортозит | U-Pb | Zr | 2462±7 | [6] |
| Колвицкий гранулитовый пояс | Кандалакшская толща | 67°06' 32°51' | Метариодацит | U-Pb | Zr | 2467±3 | [1] |

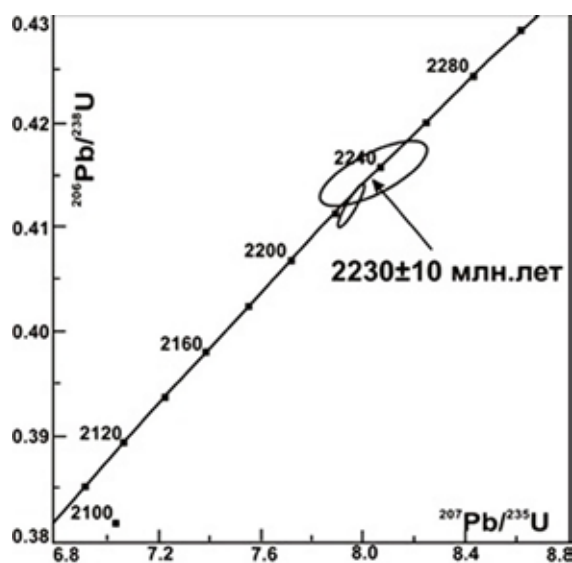


Рис.1. U-Pb диаграмма для циркона из анортозитов Кандалакшского массива.

Впервые были получены первые возрастные данные для анортозитов Кандалакшского массива. На U-Pb датирование из пробы мономинеральной фракции цирконов отобраны две навески цирконов. Точка один представляет собой прозрачные обломки цирконов розового цвета, присутствует блеск, размер обломков крупный (Концентрации ppm: U-13.51; Pb-12.51). Точка два представлена обломками цирконов тёмно-розового цвета с незначительным жёлтым оттенком (Концентрации ppm: U-40.39; Pb-21.08). На U-Pb диаграмме с конкордией координаты двух точек находятся на конкордии в пределах ошибок измерений с возрастом в 2230±10 млн. лет (рис. 1). Данный возраст отражает этап метаморфизма, наложенный на анортозиты Кандалакшского массива.

Исследования проводятся при финансовой поддержке грантов РФФИ №№ 11-05-00570, 13-05-00493, офи-м 13-05-12055, IGCP-SIDA 599 и программы ОНЗ РАН № 4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балаганский В.В., Тиммерман М.Я., Кислицин Р.В. и др. Изотопный возраст пород Колвицкого и Умбинского блок (юго-восточная ветвь Лапландского гранулитового пояса), Кольский п-ов // Вестник МГТУ. 1998. № 3. Т. 1. С. 19-32.
2. Богданова М.Н., Ефимов М.М., Каулина Т.В. Геохронология заключительных этапов раннепротерозойского магматизма в коллизионном шве Беломоро-Лапландского пояса Балтийского щита (Колвицкая зона) // Докл. АН. 1996. № 5. Т. 350. С. 665-668.
3. Богданова М.Н., Ефимов М.М., Сорохтин Н.О. и др. Рост полиметаморфизма в гранулитовом поясе Кольского п-ова (Колвицкая зона) и U-Pb датирование анортозитовых ассоциаций // Докл. АН. 1993. № 3. Т. 331. С. 332-334.
4. Гавриленко Б.В., Жабин С.В., Жиров Д.В. и др. Геология рудных районов мурманской области. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. 359 С.
5. Каулина Т.В., Богданова М.Н. Основные этапы развития северо-западного Беломорья: U-Pb изотопные данные // Литосфера. Минск. 2000. № 12. С. 85-98.
6. Фриш Т., Джексон Г., Глебовицкий В.А., и др. U-Pb геохронология циркона Колвицкого габбро-анортозитового комплекса, Южная часть Кольского п-ова // Петрология. 1995. № 3. Т. 3. С.248-254.
7. Юдин Б.А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского п-ова и ее металлогения. Л.: Наука, 1980. 168 с.
8. Borming Jahn, Fuyuan Wu and Bin Chen. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic // Episodes. 2000.N. 2. V. 23. P. 82-92.
9. Kislitsyn R.V., Timmerman M.J., Daly J.S. *et al.* Isotope data (U-Pb and Sm-Nd) on the Uмба granitoid complex, Kola Peninsula, Russia // Abstracts of the SVEKALAPKO 4th workshop, 18-21.11.99. Lammin. Finland. 1999. P. 34.
10. Mitrofanov F.P., Balagansky V.V., Balashov Yu.A. *et al.* U-Pb age of gabbro-anorthosite massif in the Lapland Granulite Belt // Geology of the Eastern Finnmark-Western Kola Peninsula region. Spec. Publ. 7. 1995. P. 179-183.

**ШАПШАЛЬСКИЙ МАССИВ С РАПАКИВИПОДОБНЫМИ ГРАНИТАМИ
(СОЧЛЕНЕНИЕ ГОРНОГО АЛТАЯ И ЗАПАДНОЙ ТУВЫ)**

Сугоракова А.М., Бутанаев Ю.В.

Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, samina51@inbox.ru

**SHAPSHAL MASSIVE WITH RAPAIVILIKE GRANITES
(CONNECTION OF GORNY ALTAY AND WESTERN TUVU)**

Sugorakova A.M., Butanaev Yu.V.

Tuvinian Institute for the Exploration of Natural Resources SB RAS

Граниты рапакиви характерны практически для всех древних платформ мира. Возрастной интервал их формирования охватывает главным образом протерозойскую эпоху 1.86-0.57 млрд. лет, однако максимум приходится на еще более короткий период времени – 1.8-1.0 млрд. лет. Распределение гранитов рапакиви в пространстве также очень неравномерно. Наиболее насыщены плутонами рапакиви Восточно-Европейская, Северо-Американская и Южно-Американская платформы. Эти плутоны могут образовывать как гигантские трансконтинентальные полихронные пояса протяженностью в тысячи километров, так и отдельные массивы или группы массивов, локализованные преимущественно в пределах протерозойских складчатых поясов. Характерной особенностью массивов рапакиви является их посттектонический характер, нередко большие размеры (до 60000 км²), полифазность и гипабиссальные условия становления, частая ассоциация с бимодальными вулканическими сериями и роями даек. Считается, что в истории геологического развития нашей планеты они внезапно в больших объемах появляются в конце палеопротерозоя и исчезают к концу неопротерозоя.

Однако то и дело в публикациях появляется информация о присутствии молодых рапакивиподобных гранитов.

1. Выявленные структурно-минералогические особенности гранитов позднегерцинского Акшийракского комплекса (Кокшальская зона складчатой системы Южного Тянь-Шаня) подчеркивают их сходство

с «классическими» гранитами рапакиви типа питерлита, что подтверждается и данными петрохимии. Однако, акшийракские граниты отличаются относительно редким присутствием овоидов калиевого полевого шпата с плохо выраженными олигоклазовыми оболочками. Это позволило отнести описываемые граниты к рапакивиподобным [4].

2. Плутон Шахевань гранитов со структурой рапакиви-кварцевых монцонитов, ороген Циньлин, центральный Китай. Рассматриваемый плутон мезозойского возраста образован 4-мя различающимися по структуре биотит-роговообманковыми кварцевыми монцонитами. По сравнению с типичными гранитами рапакиви биотит и роговая обманка пород рассматриваемого плутона обогащены Mg и обеднены Fe, а породы в целом характеризуются более низкими содержаниями Si, K, F, Ga, Zr, легких TR и более низкими значениями отношений Fe/Mg и K/Na. В связи с этим плутона Шахевань трактуется как сложенный кварцевыми монцонитами и гранитами со структурой рапакиви, но не содержащий типичных гранитов рапакиви [5].

3. В Восточном Прихубсугулье среди гранитоидных комплексов выделены своеобразные резко порфиroidные биотит-амфиболовые граниты (423 ± 20 млн. лет), которые отнесены к рапакивиподобным, близким по геохимическим критериям подгруппе A-2 гранитов A-типа. Структурная позиция, геохимические особенности и отсутствие наложенных структурных и метаморфических преобразований позволяют в рамках тектонических классификаций идентифицировать рапакивиподобные граниты как посторогенные [3].

4. Амфиболсодержащие овоидные рапакивиподобные граниты Юстыдского массива (юго-восток Горного Алтая) относятся к восстановленному A-типу ортитовых гранитов метаглиноземистой и слабощелочной железистой высоко-K известково-щелочной серии. U-Pb методом по цирконам (SHRIMP II) определен их возраст – 375.4 ± 5.5 млн. лет, а долеритов догранитного караюкского риолит-долеритового комплекса 375.1 ± 5.4 млн. лет. Близкая сопряженность во времени и пространстве базитовых образований и рапакивиподобных гранитов указывает на некоторое сходство с формированием гранитов рапакиви в древних кратонах [1]. Геодинамическая обстановка формирования юстыдского комплекса определяется как внутриплитовая постколлизонная, синкинематическая.

Возникает вопрос, почему считается, что в палеозое уже не формируются настоящие рапакиви-граниты? И чем отличаются рапакивиподобные граниты от рапакиви-гранитов? В процессе Государственной геологической съемки на территории Тувы были выделены рапакиви-граниты предположительно пресилурийского возраста в составе Шапшальского массива [2].

Крупный Шапшальский массив гранитоидов размером более 3000 км^2 , содержащий граниты со структурой рапакиви расположен в зоне сочленения Горного Алтая и Западной Тувы.

Нами начато изучение северной части этого массива. Массив осложнен системой субмеридиональных и субширотных узких грабенов и разломов Чульча-Карахольской рифтовой зоны, способствовавших выведению на поверхность фаций разной глубинности становления магматических пород.

Большая часть Шапшальского массива сложена порфиroidными двуполевошпатовыми биотит-роговообманковыми гранитами, которые играют ведущую роль в составе всех тектонических блоков.

Для подавляющей части гранитов характерна равномерная разномасштабность. Размеры минералов основной массы колеблется от 1-3 мм до 7-9 мм в гигантокристаллических разностях. Порфиroidные выделения имеют, соответственно, размеры от 1 см до 5 см и представлены калинатровым полевым шпатом и кварцем (часто дымчато-голубым), реже – плагиоклазом. Структуры основной массы большей частью гипидиоморфные, часто пойкилитовые, пойкилобластовые, гранобластовые. Часто встречаются мирмециты, иногда – микропегматитовые участки. В текстурном отношении для гранитоидов характерна такситовость. Это неравномерное распределение разных минералов, то есть присутствуют мономинеральные участки зерен кварца, калинатрового полевого шпата, биотита.

Минеральный состав гранитов: кварц – 18-35%, калинатровый полевой шпат – 25-40%, плагиоклаз – 25-40%, биотит – 3-8%, роговая обманка – 0-4%, мусковит – 0-2%. Акцессорные и рудные минералы: магнетит, ильменит, сфен, турмалин, ортит, апатит, циркон, рутил, монацит, молибденит, шеелит, касситерит, гранат. Вторичные изменения: серицитизация и соссюритизация, иногда эпидот по плагиоклазу, легкая пелитизация по калинатровому полевошпату.

Плагиоклазы ряда олигоклаз-андезин образуют субидиоморфные короткотаблитчатые, часто зональные кристаллы с альбитовой оторочкой. Внутренние части кристаллов имеют анортитовое число до 40-45, а внешние – 25-35. Зональность подчеркивается вторичными изменениями. Кристаллы часто деформированы, изогнуты, растресканы, трещины залечены вторичными минералами.

Калинатровый полевой шпат представлен ортоклаз-пертитом и микроклин-пертитом, иногда просто решетчатым микроклином. Пертиты в основном имеют шнуровидные формы, количество альбита внутри

калиевого полевого шпата от 20% до 40%. Очень часто они представляют собой крупные пойкилобласты и порфиробласты. Крупные пойкилобласты внутри часто содержат зерна кварца, замутненного плагиоклаза, калиевого полевого шпата и биотита.

Кварц почти всегда имеет волнистое угасание, образует часто агрегаты, состоящие из нескольких зерен, на контактах которых наблюдается грануляция. Грануляции также иногда подвержены все полевые шпаты.

Биотит имеет размеры до 5 мм, отчетливо черную окраску. Изучение под электронным микроскопом показало, что биотит характеризуется очень высоким содержанием железа и ничтожно малым магния, вплоть до полного отсутствия, и, скорее всего, является аннитом, крайне железной разновидностью слюд.

Микроструктурный анализ позволяет предположить, что обычные порфировидные граниты с фенокристаллами плагиоклаза, кварца и калиевого полевого шпата были подвергнуты калишпатизации и альбитизации в форме пойкилобластеза.

Наряду с порфировидными гранитами присутствуют рапакивиподобные граниты, связанные с ними постепенными взаимопереходами. Это – разновидности крупно- и гигантозернистых гранитов, содержащие овоиды – изометричные округлые порфиробласты калинатрового полевого шпата с оторочкой, сложенной агрегатом мелкозернистого кварца и плагиоклаза. Реже наблюдаются прерывистые альбитовые каймы. Размеры овоидов колеблются от 1.5 см до 5 см, иногда доходит до 7 см. В изученном нами участке Шапшальского массива каких-либо контактовых явлений между разновидностями гранитов не обнаружено. Овоиды могут присутствовать или нет, их количество меняется от единичных до 20-30%. Помимо образования оторочек, альбит нередко развивается по полевым шпатам в основной массе породы, а также замещает микроклин самих овоидов (отдельные выделения калинатрового полевого шпата частично переработаны в «шахматный» альбит). Такие взаимоотношения указывают, что процесс альбитизации имеет вторичный характер и является более поздним по отношению к калиевому порфиробластезу.

Как считают [2], проводившие геологическую съемку на большей площади Шапшальского массива, калинатровый полевой шпат овоидов имеет в основном метасоматическое происхождение и сформирован на заключительных стадиях динамометаморфических изменений. Он замещает измененные минералы основной массы, содержит их реликты в виде включений и сам отличается слабым проявлением деформаций и вторичных изменений, что свидетельствует о росте овоидов позже времени наиболее интенсивного проявления динамометаморфических процессов, вероятно, при заключительных тектонических подвижках. Так как овоиды имеют агрегатное строение, часть калиевого полевого шпата в их составе может являться первично-магматической, содержащейся в них в качестве таких же реликтов, как и включения других первичных минералов.

Имеющиеся данные позволили им считать, что граниты с овоидными структурами формируются за счёт обычных порфировидных гранитов в результате наложенных динамометаморфических и метасоматических процессов [2].

В целом с ними можно согласиться. Но при этом Шапшальский массив остается фактически неизученным и ряд вопросов остается нерешенным. Отсутствуют данные о петрохимическом, изотопно-геохимическом составе, возрасте рапакивиподобных гранитов. Есть предварительные данные о повышенной железистости биотита, что характерно для рапакиви-гранитов. Получены предварительные данные о присутствии в гранитах Шапшальского массива циркона с возрастными 398 млн. лет и 265 млн. лет. Также необходимо отметить, что вблизи массива присутствуют поля девонских бимодальных вулканических полей с очень высокими соотношениями $K_2O:Na_2O$.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ по грантам № 13-05-00181, 13-05-00101, 13-05-10012, 10-05-00796.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гусев А.И., Гусев Н.И., Говердовский В.А. Анорогенные гранитоиды Юстыдского массива: петрология, геохимия и флюидный режим // Междун. журнал прикладных и фундаментальных исследований. Геолого-минералогические науки. 2011. № 5. С. 13-19.
2. Махлаев М.Л., Перфилова О.Ю. Рапакивиподобные граниты в составе Шапшальского массива (Западный Саян) // Проблемы геологии и геохимии юга Сибири. Матер. науч. конф., посвященной 110-летию со дня рождения проф. И.К. Баженова 24-26 октября 2000 г. Томск: Томский гос. ун-т, 2000. С. 76-78.
3. Резницкий Л.З., Беличенко В.Г., Бараш И.Г. и др. Геологические и геохимические особенности, возраст рапакивиподобных гранитов Восточного Прихубсугуля // Геология и геофизика. 2003. № 7. Т. 44. С. 676-685.

4. Сабельников С.Е. Позднегерцинский гранитоидный магматизм Кокшальской складчатой зоны Южного Тянь-Шаня. Автореф. дисс. к.г.-м.н.. Фрунзе. 1983.
5. Wang Xiaoxia, Wang Tao, Naapala Ilmari, Lu Xinxiang. The Shahewan rapakivi-textured granite-quartz monzonite pluton, Qinling orogen, central China: Mineral composition and petrogenetic significance: Project Field Conference on Rapakivi Granites and Associated Mineralization, 3-7 July, 2000. Bull. Geol. Soc. Finl. 2002. V. 74. N. 1-2. P. 133-146.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДЕМУРИНСКОГО КОМПЛЕКСА ДВУПОЛЕВОШПАТОВЫХ ГРАНИТОИДОВ (СРЕДНЕЕ ПРИДНЕПРОВЬЕ, УКРАИНСКИЙ ЩИТ)

Сукач В.В.¹, Курило С.И.¹, Шурко Н.Н.²

¹ Институт геохимии, минералогии и рудообразования (ИГМП) НАН Украины, Киев

² Казенное предприятие «Южукргеология», Днепропетровск, svital@ukr.net

GENETIC FEATURES OF DEMURINSK COMPLEX FELDSPAIR GRANITOIDS (SREDNEE PRIDNEPROVIE, UKRAINE SHILD)

Sukach V.V.¹, Kurilo C.I.¹, Churko N.N.²

¹Institute of Geochemistry, mineralogy and oreforming (IGMP) NAN, Ukraine, Kiev

²Private factory «Yzukurgeology», Dnepropetrovsk

Демури́нский комплекс представлен двуполевошпатовыми гранитоидами, которые принимают участие в строении Среднеприднепровского мегаблока Украинского щита (рис. 1). Они составляют ряд массивов в западной части мегаблока, среди которых наиболее крупным и известным является Кудашевский массив. В составе комплекса рассматривается также Вишневецкий массив в пределах Славгородского блока и спорадически задокументированные гранитоиды южнее Каховского водохранилища [5, 10].

Демури́нскому комплексу принадлежит важная петрогенетическая роль в развитии гранитоидного магматизма Среднего Приднепровья. Его внедрение на рубеже 2.9 млрд. лет [7] знаменует собой рост роли калия и повышение щелочности расплавов и, соответственно, переход от становления массивов существенно натровых гранитоидов, которые в пределах мегаблока представлены более древними днепропетровским и сурским комплексами, к нормальным двуполевошпатовым и существенно калишпатовым гранитам более молодых мокромосковского и токовского комплексов [4, 9].

Впервые демури́нский комплекс был выделен В.И. Орсой в 1976 г. в объеме двух формаций: 1) порфиридных гранодиоритов и гранитов; 2) двуполевошпатовых гранитогнейсов и полимиктитов. Такой состав комплекса давал вполне логичное основание предусматривать его палингенно-метасоматическое образование за счет переплавки супракрустальных образований аульской серии, а также плагиогранитоидов днепропетровского и саксаганского комплексов с привнесением калия глубинными флюидами [5].

Несмотря на более чем 35-летнюю историю изучения демури́нского комплекса, отмечаются существенные расхождения в понимании разными исследователями его формационной принадлежности, породного состава, генезиса и, как следствие, разное отображение на государственных геологических картах. Относительно генезиса комплекса сформировалось несколько близких точек зрения, согласно которым гранитообразование проходит под действием таких факторов как палингенез, анатексис, метасоматоз, комбинированных между собой и, как правило, при полном или значительном доминировании процессов метасоматоза [1, 5, 6, 10]. В корреляционной хроностратиграфической схеме раннего докембрия 2003 г. демури́нский комплекс был зачислен к группе автохтонных и параавтохтонных ультраметаморфических комплексов [2].

Вместе с тем, при описании гранитоидов из позиций выше упомянутых генетических моделей, часто отмечались типичные признаки их интрузивно-магматического происхождения, а именно: резкие, активные контакты с вмещающими породами; наличие экзоконтактовых изменений; простой та сравнительно однородный породный состав массивов; эвтектический характер кристаллизации пород и т.п. В процессе геологического доизучения масштаба 1:50 000 (ГДП-50) Криничанской площади (Шурко М.М. и др., 2007) приведенные факты получили дополнительное подтверждение. Это дало основание авторам ГДП-50 рассматривать Кудашевский массив как интрузивное тело, которое укоренило вдоль юго-западного борта

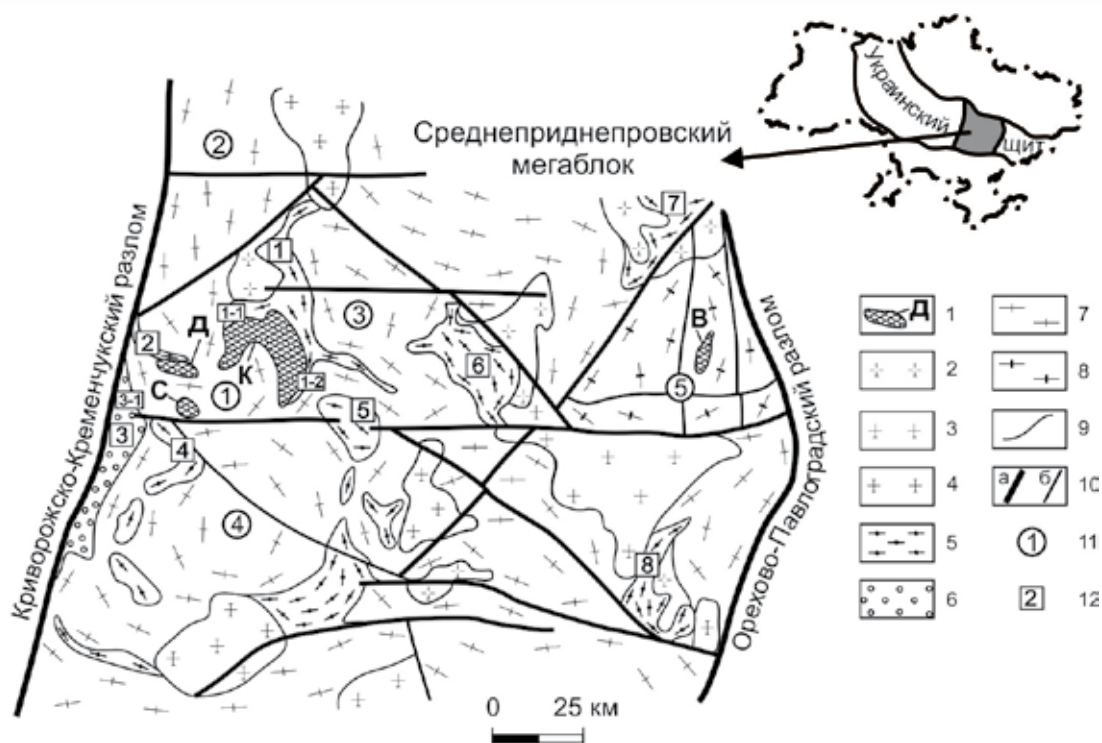


Рис. 1. Геологическая схема распространения гранитоидов демуринского комплекса.

1 – массивы демуринского комплекса и их названия: К – Кудашевский, Д – Демури́нский, С – Серге́евский, В – Вишневецкий; 2 – плагииграниты сурского комплекса; 3 – граниты мокромосковского комплекса; 4 – граниты токовского комплекса; 5 – метаосадочно-вулканогенные толщи конкской серии; 6 – метатерригенные толщи криворожской серии; 7 – мигматиты днепропетровского комплекса; 8 – гранитоиды славгородского комплекса; 9 – геологические границы; 10 – разломы: а – региональные и главные; б – второстепенные; 11 – гранитно-гнейсовые купола и валы: 1 – Демури́нский, 2 – Пятихатский, 3 – Криничанский, 4 – Саксаганский, 5 – Славгородский блок. 12 – зеленокаменные структуры: 1 – Верховцевская (1-1 – Алферовское, 1-2 – Базавлукское ответвления); 2 – Желтоводская, 3 – Криворожская (3-1 – Восточно-Анновский блок), 4 – Авдотьевская, 5 – Софиевская, 6 – Сурская, 7 – Деризоватская; 8 – Конкская.

Верховцевской зеленокаменной структуры (ЗС) и сложено при участии порфиroidных гранитов и гранодиоритов. При этом типичные ультраметаморфические образования – гранитогнейсы и мигматиты (полимигматиты) были отнесены к микроклинизированным образованиям днепропетровского ультраметаморфического комплекса.

По результатам выполненных работ получены следующие выводы.

1). Массивы демуринского комплекса приурочены к северному боку Девладовского глубинного разлома и расположены вблизи западной (Криворожско-Кременчукской разлом) и восточной (Орехово-Павлоградский разлом) границ Среднеприднепровского мегаблока, группируясь, таким образом, в западную и восточную группы массивов. Западная группа является наиболее изученной, восточная – значительно уступает за изученностью и известна лишь Вишневецким массивом.

2). Группы характеризуются различными геолого-структурными условиями локализации гранитоидных тел. Западная группа массивов четко контролируется периферическими, ослабленными зонами Демури́нского купола на контакте с зеленокаменными структурами. Восточная группа – приурочена к ортогональным разломам и узлам их пересечения во внутренних частях Новоалександровского купола [8], на значительном удалении от зеленокаменных структур.

3). Контакты Кудашевского, Демури́нского и Серге́евского массивов с образованиями конкской, а также аульской серий – резкие и активные. С близкими по минеральному составу и физическим свойствам мигматитами днепропетровского комплекса контакты невыразительные, размытые, иногда постепенные. В эндоконтактной зоне массивов часто отмечаются в разной мере ассимилированные ксенолиты метабазитов конкской серии.

4). В составе массивов демуринского комплекса доминируют серые, светло-серые порфиroidные граниты и гранодиориты (первая фаза), которые секутся менее распространенными серыми, темно-серыми равномернозернистыми или слабо порфиroidными гранитами (вторая фаза) (рис. 2). Аплит-пегматоидные граниты, аплиты, пегматиты, метасоматиты (эпидозиты, альбититы, базавлукиты) распро-

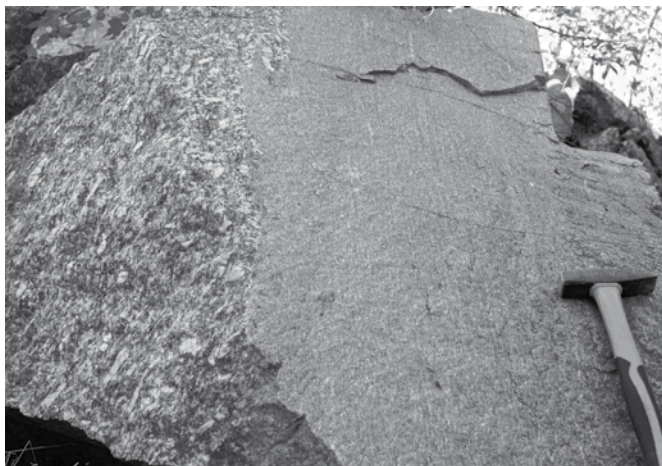


Рис. 2. Первая (порфировидная крупнозернистая порода) и вторая (серая средне-мелкозернистая порода) фазы демуринского комплекса и резкий контакт между ними.

странены локально в виде маломощных жил и мелких тел. Отмечаются также ксенолиты микроклинизированных гранитогнейсов и мигматитов днепропетровского комплекса, метабазитов сурской свиты, тоналитов и плагиогранитов сурского комплекса. Названный парагенезис объединяется в объеме формации порфировидных гранитов и гранодиоритов.

5). Недавно полученные данные радиогеохронологических исследований гранитоидов Кудашевского массива [4] свидетельствуют, что внедрение первой и второй интрузивной фаз, ранее выделенных по геологическим данным, весьма сближено во времени, соответственно 2906.8 ± 6.1 и 2906 ± 3.4 млн. лет. Это может свидетельствовать о непродолжительном, «импульсном» внедрении отдельных порций магмы и быстрой их кристаллизации в условиях средних и малых глубин.

6). Формация двуполевошпатовых гранитогнейсов и полимигматитов исключена из состава комплекса. Она представлена типичными мигматитами и гранитогнейсами днепропетровского комплекса, которые испытали микроклинизацию и имеют значительное распространение по всей территории Среднеприднепровского мегаблока.

7). Порфировидные выделения микроклина не содержат реликтовых включений плагиоклаза, а наличие лентовидных пертитов распада и мирмекитов в зернах плагиоклаза на границе с микроклином свидетельствует о кристаллизации калиевого полевого шпата из расплава. Указанное также подтверждается часто наблюдаемым ориентированным расположением порфировидных вкраплений микроклина, что напоминает трахитоидную текстуру и подчеркивает направление движения магмы при внедрении.

8) На проекциях системы $Ab-An-Or-Qu$ (H_2O) (диаграмма Кравцовой Е.И. [3]) фигуративные точки гранитоидов полностью отвечают эвтектическому составу.

Итак, становление массивов мезоархейского демуринского комплекса связано с аллохтонным внедрением и раскристаллизацией гранитоидной магмы в гипабиссальных условиях вблизи тектонически активных западной и восточной границ Среднеприднепровского мегаблока УЩ. Поэтому, магомобразование могло проходить как за счет более древних пород Среднеприднепровского, так и сопредельных Ингульского и Приазовского мегаблоков. В любом случае, первичный субстрат и физико-химический механизм формирования магматического расплава нуждается в дополнительных исследованиях.

На основе полученных данных предлагается внести изменения в действующую корреляционную хроностратиграфическую схему докембрия УЩ [2], зачислив демуринский комплекс в группу интрузивных образований в объеме формации порфировидных гранитов и гранодиоритов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000. Пояснювальна записка. Аркуш М-36-XXXVI (Дніпропетровськ). К. 2006. С. 169.
2. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію УЩ (схема та пояснювальна записка). УкрДГРІ. К. 2004.
3. Кравцова Е.И. Система $Ab-An-Or(H_2O)$ и $Ab-An-Or-Qu$ (H_2O) при p_{H_2O} от 0 до 10 кбар// Изв.АН СССР. Сер. геол. 1974. № 3. С. 5-24.
4. Курило С.И., Степанюк Л.М., Бобров О.Б. и др. Уран-свинцевий ізотопний вік монациту із двослюдяного граніту мокромосковського масиву // Мінерал. журн. 2012. № 1. 34. С. 63-68.
5. Орс В.И. Гранитообразование в докембрии Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. К: Наукова думка, 1988. С. 204.
6. Свешников К.И. О формационной принадлежности массивов «порфиробластических гранитоидов» Украинского щита // Геол. журн. 1984. № 6. С. 110-119.
7. Степанюк Л.М., Курило С.И., Бобров О.Б. и др. Уран-свинцева радіогеохронологія за цирконом гранітоїдів Кудашівського масиву (Середньопридніпровський мегаблок Українського щита). 2013. С. 78.

8. Сукач В.В., Исаков Л.В., Шпильчак В.О. Тектоніка північно-східної частини Придніпровського мегаблоку Українського щита // Дніпропетровськ: Науковий вісник НГУ, 2005. № 6. С. 25-28.
9. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М. и др. Геохронология раннего докембрия УЩ. Архей. К. Наукова думка. 2005. С. 145-150.
10. Щербак И.Б. Петрология Украинского щита. Львов. ЗУКЦ. 2005. С. 364.

ПОСТОРОГЕННАЯ СТАДИЯ РАЗВИТИЯ ВНУТРИГОРНЫХ ВПАДИН ЮГО-ВОСТОКА СРЕДНЕЙ АЗИИ В СВЯЗИ С ФОРМИРОВАНИЕМ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Таджибеков М.Т., Малахов Ф.А.

Научно-исследовательский институт ТНУ, Душанбе, malahov75@mail.ru

POSTOROGENNY STAGE OF DEVELOPMENT OF INTRA MOUNTAIN HOLLOWES OF THE SOUTHEAST OF CENTRAL ASIA DUE TO THE FORMATION OF MINERALS

Tojibekov M.T., Malakhov F.A.

Research Institute of the TNU, Dushanbe

Посторогенная активизация (средний, поздний триас) отождествляется с тафrogenным этапом развития. На Южном Гиссаре с этим этапом связаны внедрения даек и трубок взрыва щелочных габброидов и базальтидов, а на северном Памире – формирование вулканогенно-плутонической ассоциации, объединяющие покровные образования вулканитов дацит-андезитового состава, а также их дайки, штоки, лакколиты, сложенные габбро, габбро-диоритами, диоритовыми порфиритами. Породы аналогичного состава на Северном Памире обладают прямыми признаками, указывающими на реальную алмазность. Они характеризуются четко выраженной специализацией на медь, серебро, висмут, а также золото и ртуть.

В конце диастрофических процессов в фундаменте впадин сжатие сменяется растяжением. В это время создаются благоприятные условия для формирования гидротермальных месторождений в частности сурьмяно-ртутных (Кончок, Джижикрут, Хайдаркан). Морские условия осадконакопления полностью сменяются континентальными. Перед заложением впадин на поверхности фундамента формируется кора выветривания с соответствующими полезными ископаемыми (бокситы, латериты) (Зидды, Фан-Ягноб, Каратаг, Шахристан, Шураб, Сулюкта и др.).

Начальные стадии формирования внутригорных впадин в юрское время сопровождалась угленакплением и затем образованием в ряде впадин Южного Таджикистана крупнейших месторождений каменной соли (Ходжа-Мумин, Ходжа-Сартис, Танопчи, Луликутал, Кангурт и др.). Меловые и палеогеновые отложения во впадинах Гиссаро-Алая характеризуются наличием месторождений различных видов строительных материалов (гипсы, ангидриты, известняки-ракушняки и т.д.). Палеогеновые толщи служат вмещителями месторождений углеводородного сырья – нефти и газа.

Альпийская эпиплатформенная активизация (P³-Q₁) активно проявилась на территории Юго-Востока Средней Азии. В современном эрозионном срезе эпигерцинской структуры (Южный Тянь-Шань, Северный Памир) магматические образования этого возраста не установлены. Тем не менее, имеются рудные образования эндогенного происхождения, а это дает основание для обоснованного выделения в истории геологического развития этих регионов альпийскую металлогеническую эпоху. Доказательством тому являются присутствие следующих полезных ископаемых в выше упомянутых регионах, а также в пределах Ферганской и Афгано-Кошгарской (Южно-Таджикской) новейших впадин:

1. Стратифицированные месторождения целестина (Чалташ, Гулисой) и полиметаллов (Больджуан, Йокунж), распространенных в известняках и доломитах юры, мела и палеогена. К этой группе можно отнести медное оруденение типа медистых песчаников и сланцев в отложениях нижнего мела;

2. Секущие жильные образования плавикового шпата (Джуряз, Могов) проявления ртутно-сурьмяного (Хшерт), ртутного (Тагикамар), медного и свинцово-цинкового (Дарайсой) оруденения.

В неогеновых толщах, выполняющих чехол впадин, появляются месторождения россыпного типа, имеющие площадной характер распространения и, как правило, рассеянное содержание полезных компонентов. Наибольшее распространение россыпные месторождения получают в четвертичных новообра-

зованных впадинах (россыпные месторождения золота Рангульской впадины, долины Муксу, Сарыоб, Яхсу, россыпи монацита Аличурской впадины и т.д.).

В отличие от неогеновых россыпей четвертичные месторождения характеризуются более богатым (иногда ураганным) содержанием золота и локальным распространением россыпей вдоль речных долин. В четвертичное время оказались «откопанными» эрозией и денудацией ряд месторождений фундамента впадин, причем некоторые месторождения были интенсивно разрушены эрозией сквозных долин и площадной денудацией (например, большая часть рудного тела месторождения Гурдара (бассейн р.Шинк) уничтожена). Россыпные месторождения в четвертичных впадинах могут формироваться за счет оруденения в фундаменте двух и более тектонических зон, набор полезных компонентов тут более разнообразный. В дочетвертичных впадинах унаследованного развития россыпи формируются лишь за счет месторождений одной или двух тектонических зон.

С неоген-четвертичными тектоническими движениями связана локализация ряда рудных и нерудных полезных ископаемых. Все известные месторождения каменного угля, нефти и газа, каменной соли, бокситов, золотых и других россыпей, гематита, янтаря, оникса, флюорита, серы, нашатыря, минеральных (холодные и термальные) и артезианских вод и др. виды полезных ископаемых приурочены к внутригорным впадинам и обновлены новейшими и современными тектоническими движениями.

Современные тектонические движения, созданные нынешний облик территории ЮВ Средней Азии способствовали образованию некоторых видов полезных ископаемых. Современные минералообразования имеют широкое распространение и выражены в виде скоплений целестина, арагонита, флюорита нашатыря, гипса, галита, серы, а также травертинов, оникса и др. минералов. Они концентрируются вблизи или непосредственно в зонах активных разломов, ограничивающих структуры с различным характером движений и амплитудой поднятия. Местами они контролируются пликативными дислокациями.

Проявление оникса известно в бассейне р. Тюнджайлау (северный склон Туркестанского хребта), в зоне Туркестано-Алайского разлома. Оникс в виде нежных желтоватых и белых примазок образуется на поверхности делювиально-коллювиальных верхнечетвертично-современных накоплений и заполняет ослабленные зоны, каверны и пустоты. Встречается он также среди коренных карбонатных пород, вблизи выходов активных термоминеральных и холодных источников. Ониксы развиваются вдоль трассы Анзобского, Ходжабигармского разломов в непосредственной близости выходов минеральных и холодных вод. Большое скопление оникса в основном локализовано среди карбонатных пород мезозоя-кайнозоя. Ониксообразование наблюдается также в Зеравшано-Гиссарской области, Каратегинском, Кармазарском хребтах, Таджикской, Ферганской впадин, на Памире, Афганистане. Проявления оникса чаще всего приурочены к трассам дизъюнктивных нарушений.

Территория, включающая систему Южного Тянь-Шаня и Таджикской депрессии, в альпийском этапе тектогенеза была весьма активной. Южный Тянь-Шань характеризуется развитием интенсивных процессов тектонической активизации палеозойских складчатых сооружений с трансформацией их в сводово-глыбовые без видимого проявления магматической деятельности. Активизация здесь выразилась в омоложении древних и заложении новых разломов, с которыми связана деятельность низкотемпературных гидротермальных растворов, приуроченных к этим крутопадающим разрывным нарушениям. Эту связь следует принимать во внимание также при оценке перспективности региона и отдельных его частей на рудоносность. Изучение распределения месторождений полезных ископаемых (мраморного оникса, барита, целестина, флюорита, сурьмяно-ртутных, полиметаллических, золото-вольфрамовых и других руд) показывает, что они размещены в основном в тектонически активных районах региона. В пределах Южного Тянь-Шаня наиболее активной была Южно-Гиссарская структурно-формационная зона, где сконцентрирована основная часть месторождений полезных ископаемых. Они развиты повсеместно, но крайне неравномерно, располагаясь среди осадочных, метаморфических и даже магматических (гранитоидов) пород от докембрийского до четвертичного возрастов.

Для Таджикской депрессии, где окончательное формирование ее современного тектонического плана произошло в четвертичном периоде, характерна также приуроченность минерализации к активным дизъюнктивным нарушениям. Устанавливается четкая связь минерализации с крупными разломами, как Ходжабигармского, так и Главного Гиссарского разломов, протяженностью в несколько сотен километров. Эти разломы герцинского заложения, обновленные в альпийскую эпоху тектогенеза, контролируют размещение гидротермальной минерализации. Все известные месторождения и проявления в большинстве случаев расположены в непосредственной близости от разломов или находятся на некотором удалении от них в их опреляющих трещинах. Роль этих разломов заключается в контроле режима поступления

минерализованных растворов как раствороподводящих, так и растворораспределяющих каналов. Размещение всех генетических типов месторождений в пределах указанных регионов контролируются разрывными нарушениями альпийского возраста, в том числе карстотипного, включая процессы карстообразования. Другой важной особенностью минерализации является ненарушенность тел тектоническими подвижками, или если они нарушены, то большей частью сцементированы заново этим материалом. При этом рудная минерализация, развитая в зонах брекчирования и дробления, служит цементом дробленных материалов. Это говорит о возрасте минерализации регионов Тянь-Шаня, который судя по этим данным, является более древним. Для проявления южного склона Гиссарского хребта и Таджикской депрессии, где этот процесс менее выражен, выявляется относительно более молодой возраст минерализации. Процесс минералообразования в некоторых месторождениях (Карлюк, Ходжасангхок) продолжается и в наши дни. Вышеприведенные материалы указывают на неоген-четвертичный возраст ониксовой минерализации в пределах Юго-Востока Средней Азии.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛАПЛАНДСКО-БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА (СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЙ АСПЕКТ)

Терехов Е.Н.

Геологический институт РАН, Москва, tereh@ilran.ru

EVOLUTION OF THE PALEOPROTEROZOIC LAPLAND-BELOMORIAN MOBILE BELT (STRUCTURAL AND ROCK-FORMING PROCESSES)

Terekhov E.N.

Geological Institute RAS, Moscow

Весь накопленный геологический материал по Лапландско-Беломорскому подвижному поясу (ЛБПП) позволяет интерпретировать его эволюцию в палеопротерозое в рамках модели многоэтапного (пульсационного) горизонтального растяжения литосферы. При этом для этой структуры можно отказаться от признания карельской складчатости в рамках коллизионной идеи, а наблюдаемые надвиги объяснять явлениями гравитационного перераспределения вещества в подошве пологих сбросов.

Архейская предыстория достаточно ясна для беломорид, так как большая часть протолитов для глиноземистых гнейсов, амфиболитов, гранито-гнейсов и гранулитов была сформирована в период (3.0-2.7 млрд. лет) и к началу палеопротерозоя, все эти породы располагались на уровне средней коры. В отношении протолитов Лапландского пояса иная картина. Только единичные определения дают архейские возраста основных и кислых гранулитов, тогда как их основная масса указывает на палеопротерозойский возраст, что характерно для гранулитовых поясов Мира, которые всегда моложе, чем их гранито-гнейсовое окружение.

Важнейшим событием, определившим эволюцию региона, было формирование сумийских магматических пород и региональных разломных зон сдвига-сбросового типа (рис. 1 а). В отношении первопричин данного явления: магматический плюм определил раскол коры или наоборот расколы предопределили декомпрессионный магматизм, существует ряд взаимоисключающих доказательств. Ясно, что существует большая группа разновозрастных магматических образований приуроченных к характерным разноглубинным структурам. Так вулканиты с возрастными 2.45 млрд. лет широко развиты в троговых структурах: Имандра-Варзугская, Шомбозерская, Ветреного пояса. Везде установлено стратиграфическое налегание вулканитов на архейские гранито-гнейсы фундамента. Одновозрастные им расслоенные интрузии иногда прорывают сумийские вулканиты, но чаще встречаются в гальках основания палеопротерозойского разреза. В большинстве случаев расслоенные интрузии приурочены к краевым разломам формирующих трогги. Отмечается некоторая закономерность в составе расслоенных интрузий, если они приурочены к крупным разломам, то они характеризуются набором пород характерных для бонинитового типа дифференциации базальтовой магмы. Если же они приурочены к наклонным разломам, то проявляется тенденция толитовой дифференциации с появлением анортозитов. Дайки этого возраста не только сопровождают расслоенные массивы, но и образуют самостоятельные рои, которые служат индикаторами условий хрупких деформаций, в которых находились вмещающие их породы рамы архейского возраста. Принципиально

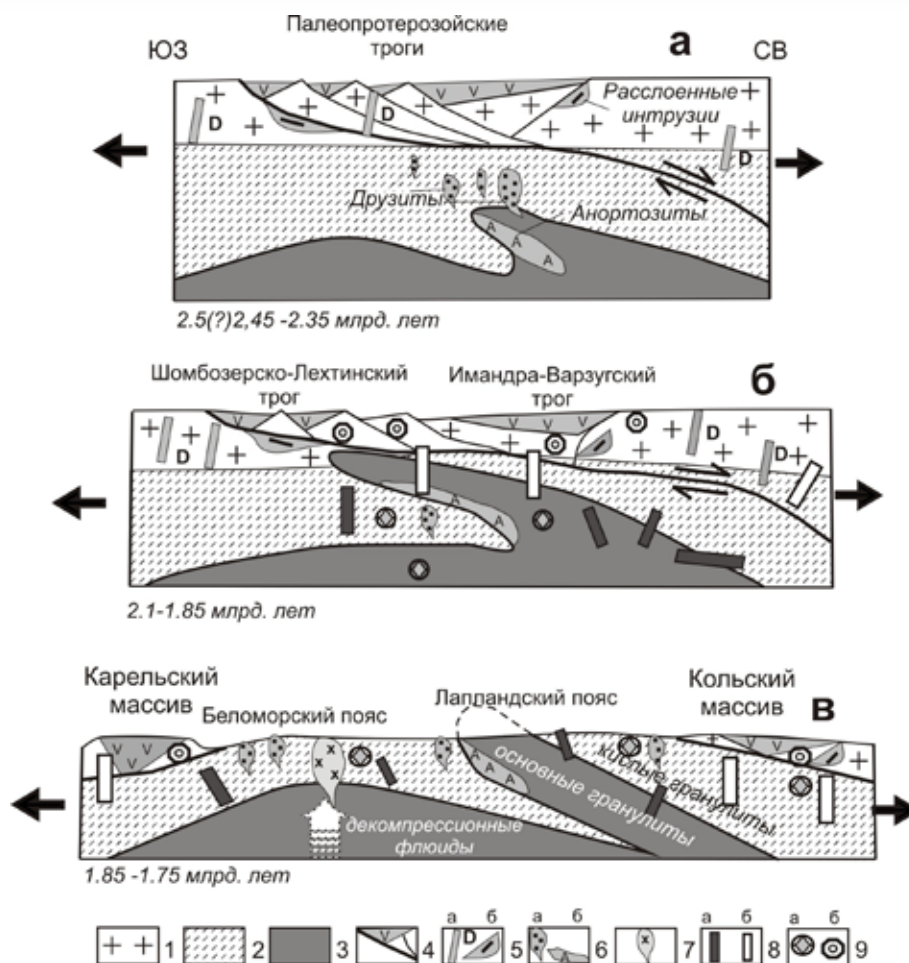


Рис. 1. Модель формирования Лапландско-Беломорского подвижного пояса (разрез).

1-2 – гранит-зеленокаменная архейская протокора: 1 – верхняя хрупкая оболочка, 2 – пластичные породы; 3 – нижняя кора (гранулиты); 4-7 – палеопротерозойские магматические образования: 4 – вулканиты палеорифтовых структур, 5 – интрузии в хрупкой коре: дайки (а) и расслоенные массивы (б), 6 – интрузии в пластичной коре: друзиты (а) и габбро-анортозиты (б), 7 – постскладчатые интрузии; 8-9 – метасоматиты эпохи эксгумации ЛБПП: 8а – глубокие (мусковитовые и керамические) и менее глубокие (редкометалльные) пегматиты, 9а – гранат-корундовые базификаты, 9б – альбититы, слюдиты, березиты.

другими образованиями по условиям кристаллизации являются друзиты. Это множество бескорневых интрузий, которые слагают массивы каплевидной формы размером от первых метров до сотен метров, иногда километров. По расположению этих тел можно оконтурить площадь Беломорского пояса, а на его границе с Карельским массивом известно несколько массивов, которые являются промежуточными формами между друзитами и расслоенными интрузиями. Друзиты кристаллизовались при давлениях соответствующих глубинам 20-25 км, то есть в условиях пластичных деформаций из-за чего форма их тел в большинстве своем принципиально отличается от расслоенных массивов. Комагматичные им габбро-анортозиты кристаллизовались на границе кора – мантия и иногда захватывали блоки более глубоких, мантийных пород – пиклогитов. Разуплотненная под влиянием мантийного тепла, нижняя кора в виде гранулитовых протрузий внедрялась в верхнюю часть средней коры и таким образом перекрывала будущие беломориды (рис. 1а). Ятулийский этап развития региона (2.3-2.1 млрд. лет), при котором формировались траппы и плоские осадочные впадины (проточехол), почти не проявился в структурно-вещественных преобразованиях глубоких пород ЛБПП. Зато новый цикл (суйсарский) глубокого коматиит-пикритового магматизма в полной мере отразился в ЛБПП. Продолжили процесс надвигания гранулитовые протрузии, которые «вышли» на более высокий уровень и были надвинуты на гранито-гнейсы и зеленокаменные породы хрупкой части коры (рис. 1б). Верхний контакт гранулитовых протрузий представлен кислыми тектонитами (гранулитами) образовавшимися по гранито-гнейсам, а в подошве протрузий формировались гранатовые амфиболиты с таким характерным элементом как щелочные граниты, которые типичны для контактов гранулитовых и гранито-гнейсовых (амфиболитовый метаморфизм) комплексов во всем мире. Для Лапланд-

ского пояса эти граниты фиксируют время выхода гранулитов на уровень хрупких деформаций и являются позднекинематическими, причем в восточной части пояса они имеют возраст 2.2 млрд. лет. В районе российской Лапландии 2.0-1.9, а вблизи г. Карасьёк (Норвегия) 1.8-1.75 млрд. лет. Учитывая, что во всех местах эти граниты не метаморфизованы, а их геохимия отвечает обстановке растяжения (А-тип граниты), можно утверждать, что никаких коллизионных процессов в этот период в р-не Лапландского пояса не происходило. Дальнейшая эволюция пологих сбросов привела к формированию метаморфического ядра, когда породы беломорского комплекса совместно с гранулитами вышли к поверхности (рис. 1 в). Этапы экзугумации этих пород фиксируются разноглубинными пегматитами и метасоматитами. После вывода глубинных пород к поверхности, то есть после формирования метаморфического ядра и тектонической денудации 10-15 км разреза произошло очередное выделение декомпрессионных флюидов, которые предопределили формирование постскладчатых интрузий и сформировали метасоматическо-обогащенную мантию, которая через 1.3 млрд. лет, в палеозое явилась источником щелочных расплавов.

Выводы:

1. До конца палеопротерозоя, ЛБПП как поверхностной структуры просто не было, поэтому выделение каких-то особых структур, типа «пермобильных зон» на этом месте не правильно.
2. Вывод нижнекоровых пород к поверхности осуществлялся в два этапа: первоначально в виде глубинного диапира до уровня средней коры и затем в составе метаморфического ядра. Никаких процессов многокилометровой эрозии для вывода глубинных пород не нужно.
3. Так называемые «карельские возраста – 1.9-1.8 млрд. лет» отвечают не эпохе складчатости под влиянием коллизионного сжатия, а периоду максимального растяжения. Обилие метасоматитов этого возраста, в том числе и гранатсодержащих указывает на огромную роль декомпрессионных флюидов.
4. Постскладчатые интрузии с возрастом 1.8-1.7 млрд. лет фиксируют вывод глубинных пород к поверхности, за счет тектонической эрозии 10-15 км верхней коры.
5. Структурно-вещественные ансамбли, такие как лежащие складки, надвиги, купола, зоны меланжа и метасоматитов, в том числе высокоглиноземистые с корундом, сапфирином, гранатом, омфацитом, отвечают корневым частям рифтовой системы, которая ранее существовала над местом современного ЛБПП.
6. Процессы растяжения, сформировавшие ЛБПП, возобновлялись в Неогее, что приводило к формированию разновозрастных рифтов и магматических проявлений. Глобальная унаследованность более молодых рифтовых зон к палеопротерозойским подвижным поясам указывает на закономерное преобладание процессов растяжения в формировании подобных структур.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы №10 ОНЗ РАН и гранта РФФИ №13 05 00298.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЗОН ПОВЫШЕННОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Филатова В.Т.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, filatova@geoksc.apatity.ru

GEODYNAMIC CONDITIONS UNDER FORMATION OF HIGH PERMEABILITY ZONES IN THE EARTH'S CRUST OF THE NORTH-EASTERN PART OF THE BALTIC SHIELD

Filatova V.T.

Geological Institute KSC RAS, Apatity

Применительно к северо-восточной части Балтийского щита предлагаются и разрабатываются различные альтернативные геотектонические и геодинамические модели развития региона, но до сих пор остаются неясными процессы, приведшие к своеобразию строения и состава древней коры. При этом предметом дискуссий являются механизмы формирования земной коры в раннем докембрии. Соответственно, особо значимой является задача объяснения причин возникновения условий, вызывающих тектонические деформации, напряжения в коре и структуры разрушения в их взаимосвязи. Представленная работа выполнена с использованием методов численного моделирования для объяснения динамики становления системы деформационно-магматических структур северо-востока Балтийского щита в период 3.0-1.6 млрд. лет

назад. В этих целях были построены количественные модели напряжённо-деформированного состояния земной коры региона с учётом её эволюционного развития и впервые определены структуры, благоприятствующие подъёму мантийных основных-ультраосновных магм и выявлена взаимосвязь локализации глубинных разломов (областей активизации) и напряжённо-деформированного состояния коры, обусловленного действием региональных тангенциальных напряжений.

Значительная часть исследуемого региона сложена докембрийскими породами [8]. Эти породы с возрастом 3.2-2.6 млрд. лет слагают архейские мегаблоки – Мурманский, Кольский, Беломорский и Карельский, которые в своей взаимосвязи формируют коллажное строение земной коры региона. Среди второстепенных структур из-за особенностей своего строения и состава пород выделяется архейская Кейвская структура, встроённая в структуру Кольского мегаблока. Кроме этого присутствуют следующие структурные зоны: архейские зеленокаменные пояса – Колмозеро-Воронья, Ёнский и Терско-Аллареченский, раннепротерозойские мобильные пояса – Лапландский гранулитовый и Печенга-Варзугский рифтогенный, а также гигантские палеозойские щелочные массивы (Хибинский, Ловозерский). Раннепротерозойский Печенга-Варзугский рифтогенный пояс наследует область развития архейского Терско-Аллареченского пояса. Период верхний архей – ранний протерозой характеризуется линейной тектоникой и формированием поясовых структур, которые являлись зонами многократного проявления основного магматизма. Магматические образования, в том числе и базит-ультрабазитового состава, в развитии и становлении коры региона занимают значительное место. Большинство из известных сегодня продуктивных мафит-ультрамафитовых массивов обнаруживают пространственную связь с зонами глубинных долговременных разломов и рифтогенеза. В позднем архее консолидация земной коры превращает регион в относительно стабильную континентальную структуру и исследуемая область на тот период находится в устойчивом состоянии [7]. Следовательно, можно допустить, что регион при этом мог испытывать всестороннее равномерное сжатие вследствие действия удалённых сил. В раннем протерозое основной фронт тангенциальных напряжений был направлен на северо-восток [4]. При этом Мурманский мегаблок занимал устойчивое положение; не исключено, что он испытывал давление, направленное с северо-востока на юго-запад. Следовательно, допускаем, что в раннем протерозое регион был подвержен одноосному сжатию равномерно распределёнными усилиями с юго-запада и с северо-востока. В последующие эпохи значительных геолого-тектонических процессов регион не переживал.

Полагаем, что северо-восточная часть Балтийского щита на весь период геологической истории региона представляла собой неоднородное упругое тело, подверженное действию объёмных сил и заданных напряжений на его границе. Рассматриваемая область состоит из нескольких конечных подобластей, каждая из них считается однородно изотропной и линейно-упругой с линейно-упругими постоянными, значения которых для пород региона задавались согласно данным, приведённым в работе [5]. Задаём условие, что область находится в состоянии равновесия и компоненты тензора напряжений в случае плоской задачи удовлетворяют условиям равновесия [3]. При численном решении данной краевой задачи в напряжениях использовался метод граничных элементов [2]. Весь процесс численного решения задач алгоритмизирован и был заложен в основу разработанного пакета программ для ЭВМ. При решении поставленной задачи были рассмотрены три временных этапа развития Кольского региона (3.0-2.8, 2.8-2.5, 2.5-1.6 млрд. лет назад) и, соответственно, на каждом этапе задавалась определённая базовая модель, описывающая исследуемую область с учётом сформировавшихся к этому времени геологических структур. Архейские этапы развития региона характеризовались всесторонним равномерным сжатием. На раннепротерозойском этапе область подвергалась одноосному сжатию с юго-запада и с северо-востока; направление сжатия определялось в соответствии с направлением раздвига Печенга-Варзугской рифтогенной системы и с направлением общего фронта тектонических напряжений в регионе на тот период. Для каждой базовой модели были рассчитаны максимальные по абсолютному значению скальвающие напряжения и области, отмеченные аномальными значениями, рассматривались как ослабленные зоны в фундаменте, предопределившие локализацию магматических процессов в регионе. Все работы выполнялись в масштабе 1:1000000 с использованием исходной геологической карты масштаба 1:500000 [1].

В процессе исследований по аномальным значениям скальвающих напряжений были выделены ослабленные зоны региона, возникшие в период поздний архей – ранний протерозой. Выявленные зоны имеют вид поясовых структур и коррелируются как с областями распространения базит-гипербазитовых интрузий, так и с зонами тектонических нарушений в Кольском регионе. При этом все главные магма-выводящие структуры региона отмечаются аномальными значениями скальвающих напряжений и чётко прослеживается унаследованность положения магмапроводящих структур от архея до раннего протерозоя, а в некоторых случаях – от раннего протерозоя до палеозоя. Схема расположения реконструированных древних деформационно-магматических структур (зон повышенной проницаемости коры) пред-

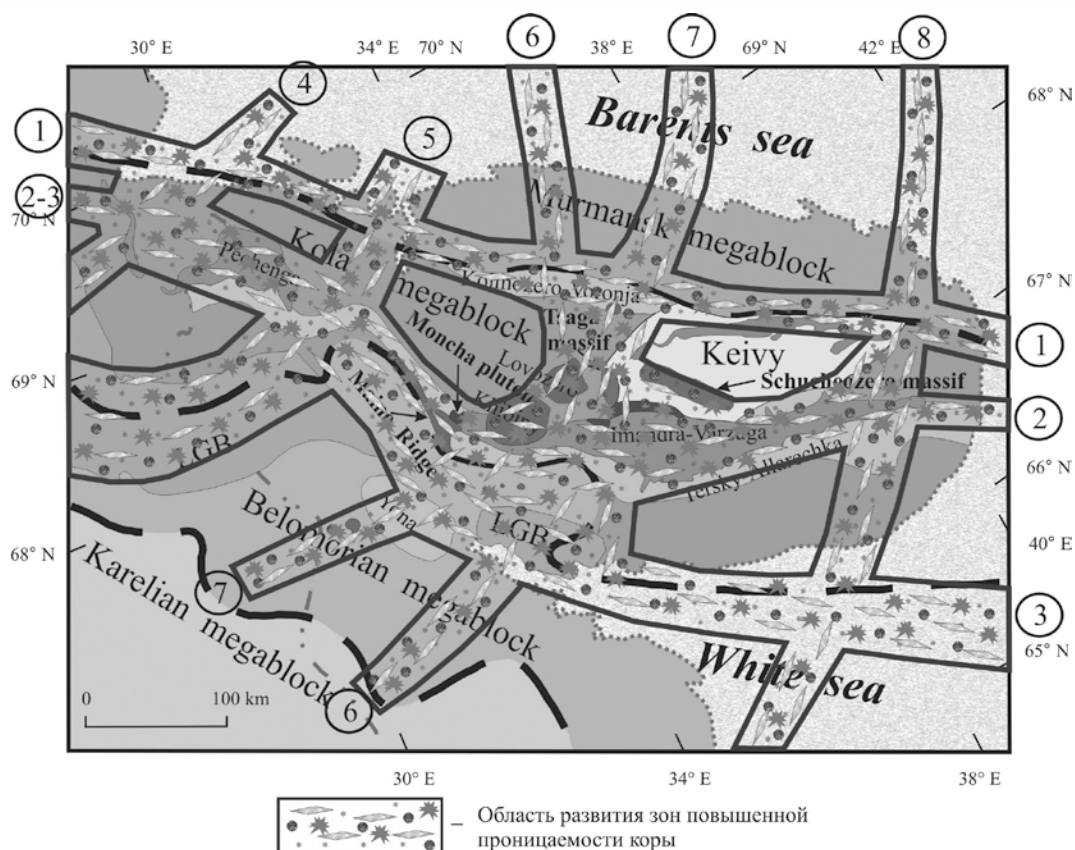


Рис. 1. Схема расположения древних деформационно-магматических структур (каркасных тектоногенов) в северо-восточной части Балтийского щита.

Цифры в кружочках – номера реконструированных мобильно-проницаемых зон в архейском фундаменте региона.

ставлена на рисунке 1, часть из которых протягивается с северо-запада на юго-восток (1-3), а другая – с юго-запада на северо-восток (4-8). Зоны 1, 2, 3, 5 как ослабленные области сформировались в архее, а зоны 4, 6, 7, 8 – в раннем протерозое. При этом центральная часть структур 6, 7 и 8 (в пределах Кольского мегаблока) также начала формироваться ещё в архее.

Выявленные ослабленные зоны в фундаменте Кольского региона несут в основном наложенный характер и не меняют очертаний вмещающих мегаблоков и в совокупности образуют каркас, объединяющий главные структурные элементы (архейские мегаблоки) региона.

Несомненно, на активных этапах развития древней коры заложение глубинных разломов (областей активизации) могло иметь место именно в ослабленных зонах, контролирующих размещение рудных поясов последовательных металлогенических эпох. Следовательно, предрасположенность к локализации линейных и очаговых зон повышенной проницаемости земной коры северо-востока Балтийского щита возникла уже в позднем архее. Полученные результаты подтверждают справедливость принятых допущений о том, что контуры контактных границ между мегаблоками на протяжении геологической истории кардинально не изменялись, земная кора развивалась на фоне региональных тангенциальных напряжений, а тип тектоно-магматической активности, установившийся в регионе начиная с архея, был внутриплитный. Сформировавшиеся в коре региона мобильно-проницаемые зоны можно рассматривать как каркасные тектоногены – линейные деформационно-магматические структуры, используя терминологию, предложенную в работе [6]. Анализ показывает, что узлы пересечения разновозрастных тектоногенов характеризуются более широким спектром многократного проявления основного/ультраосновного магматизма в пределах Кольского региона. Примером тому может послужить область, где сосредоточены узлы пересечения зон 1, 2, 3, 6 и 7: архей – Колмозеро-Воронья, Цагинский и Щучьезерский массивы; ранний протерозой – Фёдорово-Панский массив, Мончеплутон, Габбровский хребет, Колвицы (восточная часть Лапландского гранулитового пояса), Имандра-Варзуга (рифтогенная система); палеозой – Ковдор, Хибини, Ловозеро, Контозеро. Кроме этого зоны 6, 7, 8 протягиваются вглубь Баренцева моря и связаны с месторождениями углеводородов. Зона 7 при своём продолжении в данном направлении совпадает с осевой частью Восточно-Баренцевоморской рифтовой системы, а зоны 6 и 8 совпадают с продолжением бортов рифтовой системы (6 – продолжение западного борта, 8 – восточного борта).

Выявленные структуры как каркасные тектоногены являлись областями разрядки напряжений в коре, вдоль которых в течение каждого тектонического цикла шла перестройка коры, её качественное изменение; имели различие в возрасте формирования, а некоторые развивались наследованно. Отчасти формировались глубинные подвижные зоны, контролирующие дифференциацию и миграцию вещества в земную кору из верхней мантии. С каждым этапом развития земной коры геотектоническая контрастность в регионе усиливалась и, соответственно, структура тектоногенов усложнялась. При этом магматические образования также отражали усложняющуюся цикличность формирования земной коры региона. В итоге древние архейские блоки региона прошиваются системой каркасных тектоногенов, контролирующих локальное накопление энергии и приводящих к резкой активизации тектонических, термических и магматических процессов. Полученные результаты показывают, что развитие тектоногенов (мобильно-проницаемых зон) обусловлено не только влиянием глубинных подвижных зон, уходящих корнями в мантию, но и напряжённо-деформированным состоянием земной коры, подверженной воздействию внешних тектонических сил. Таким образом, в исследуемом регионе уже в архее формируется линзовидно-поясовая структура коры, которая наряду с вертикальной расслоенностью приобретает латеральную мозаичную неоднородность. Следовательно, сформировавшаяся в раннем докембрии система проницаемых зон в фундаменте Кольского региона определила ход развития геодинамических и магматических мантийных процессов в последующие эпохи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита). Масштаб 1:500000 (под ред. Ф.П. Митрофанова). Апатиты: ГИ КНЦ РАН. 1996.
2. Крауч С., Старфилд А. Методы граничных элементов в механике твёрдого тела. М.: Мир, 1987. 328 с.
3. Мухелишвили Н.И. Некоторые основные задачи математической теории упругости. М.: Наука, 1966. 707 с.
4. Радченко А.Т., Балаганский В.В., Виноградов А.Н. и др. Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита (объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1:500000). СПб.: Наука, 1992. 111 с.
5. Филатова В.Т. Влияние напряжённо-деформированного состояния среды на формирование ослабленных зон в архейском фундаменте северо-восточной части Балтийского щита // Геофизический журнал НАН Украины. 2009. № 3. Т. 31. С. 41-52.
6. Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. М.: Недра, 1968. 231 с.
7. Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита (под ред. И.В. Белькова). Л.: Наука, 1987. 112 с.
8. Mitrofanov F.P., Pozhilenko V.I., Smolkin V.F. *et al.* Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield). Apatity: KSC RAS, 1995. 144 p.

ЦИРКОНЫ И БАДДЕЛЕИТ ИЗ КАРБОНАТИТОВ ТИКШЕОЗЕРСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ): ГЕОХИМИЯ И ВОЗРАСТ

Франтц Н.А.¹, Скублов С.Г.², Родионов Н.В.³, Лохов К.И.¹

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, nfrantz@mail.ru

² Институт геологии и геохронологии докембрия, Санкт-Петербург

³ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

ZIRCONS AND BADDELEITE FROM CARBONATITES OF THE TIKSHEOZERO MASSIVE (NORTH KARELIA): GEOCHEMISTRY DATA AND AGE

Frantz N.A.¹, Skublov S.G.², Rodionov N.V.³, Likhov K.I.¹

¹ Saint-Petersburg State University, St.Petersburg, nfrantz@mail.ru

² Institute of Precambrian Geology and Geochronology, St.Petersburg

³ Centre of Isotopic Research, Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg

Цирконы в кальцитовых карбонатитах Тикшеозерского массива чаще всего встречаются в виде единичных кристаллов или сростков 2-х, 3-х кристаллов. Формы кристаллов, как правило дипирамидальные со слабо выраженными (в различной степени) гранями призмы. Можно выделить три морфологических

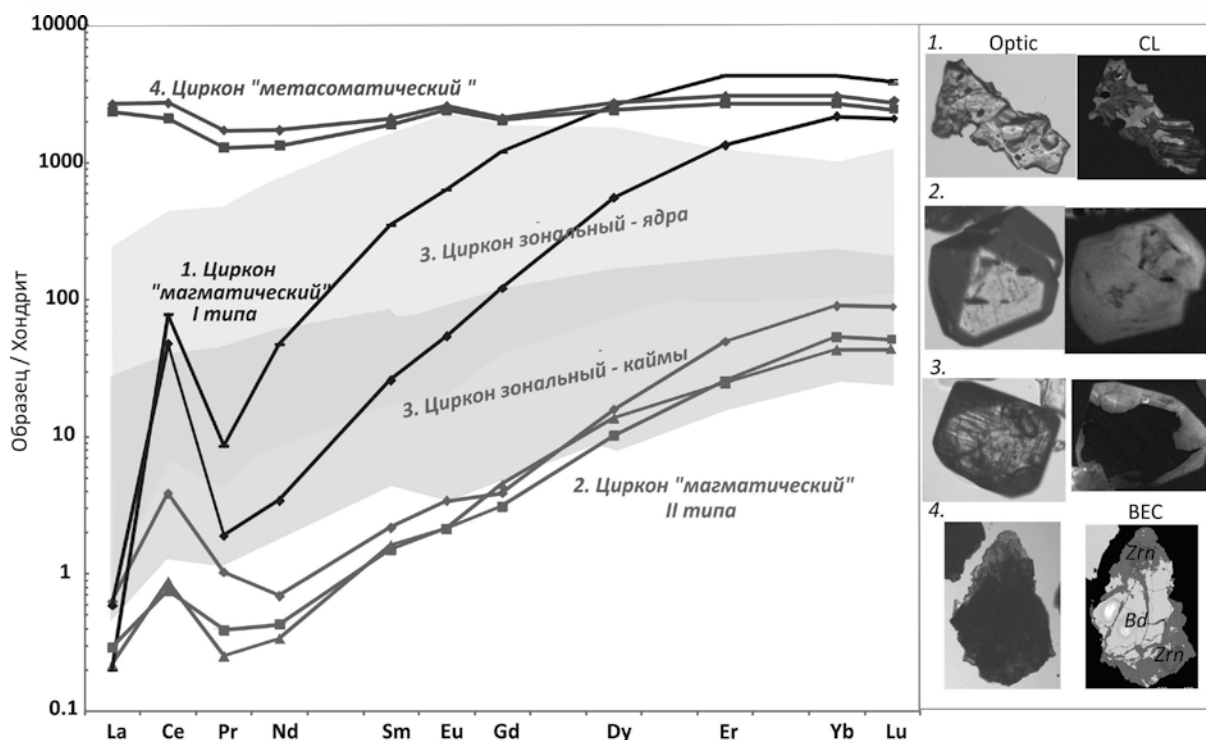


Рис. 1. Распределение РЗЭ в цирконах из карбонатитов Тикшезерского массива.

типа кристаллов. Первый образован комбинацией преобладающих граней дипирамиды (221) и граней призмы (110). Второй морфологический тип характеризуется доминирующим развитием граней дипирамиды (111) в сочетании с гранями призмы (010) и (110). На поверхности граней дипирамиды часто наблюдается штриховка.

Кристаллы первого морфотипа – более крупные (до 0.5 мм), непрозрачные замутненные многочисленными трещинками и микровключениями, за счет которых приобретают черную окраску. Кристаллы второго морфотипа до 0.1-0.05 мм могут быть прозрачными розовыми или почти бесцветными. В скважине 146 на глубине 177 м встречены кристаллы наполненные красноватыми прожилками.

Особую третью морфологическую разновидность циркона представляют собой сростки-друзы кристаллов циркона, встречающиеся в виде обрастаний вокруг бадделита.

В шлифах циркон наблюдается между зернами породообразующего кальцита, реже в виде включений или в сростании с апатитом, в виде изометричных форм или квадратных сечений дипирамиды. Цвет циркона розовато-серый, свойственные циркону высокий рельеф и высокие цвета интерференции. Иногда в шлифах наблюдается зональность, проявленная на уровне распределения интерференционной окраски.

Цирконы могут содержать включения кальцита, апатита (наиболее часто), а также оливина и бадделита.

Нами были проведены исследования цирконов из монофракций катодолюминесцентным методом, состав цирконов был получен на электронном микроскопе JSM-6510LA с энергодисперсионной системой анализа JED2200 (JEOL) (ИГД РАН, аналитик О.Л. Галанкина) и ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН, аналитики С.Г. Симакин, Е.В. Потапов).

По совокупности морфологических, петрографических и геохимических признаков в карбонатитах Тикшезерского массива на данный момент исследований можно выделить следующие *типы* цирконов.

1. Циркон «магматический» (I типа). Зерна резорбированного облика, в катодолюминесценции имеет неоднородное мозаичное строение. Относительно других разновидностей, характеризуется повышенным содержанием РЗЭ, иттрия, пониженным – ниобия. Характер распределения РЗЭ резко фракционированный, однообразный для различных зон зерна. Тренд распределения РЗЭ соответствует магматическим цирконам основных пород нормального и щелочного ряда [1].

2. Циркон «магматический» (II типа). Кристаллы второго морфологического типа, может встречаться в интерстициях или, как включение в апатите, содержат включения кальцита и оливина. В катодолюминесценции обнаруживает равномерное свечение, либо наблюдается в виде светлого ядра, окруженного светлой каймой. Отмечается пониженное содержание ниобия и Th/U отношение. Распределение РЗЭ

характеризуется фракционированным составом (рис. 1), положительной Се аномалией и соответствует магматическим цирконам из карбонатитов [1].

3. Циркон зональный наиболее распространен, относится к первому морфологическому типу. Встречается между зернами кальцита и апатита. Может содержать микровключения апатита, кальцита и бадделеита. В катодолюминесценции обнаруживает зональное строение, как правило включающее ядро и кайму. Ядра метамиктны, в СЛІ выглядят черными или обнаруживают тонкую ритмичную, вероятно, первично-магматическую зональность, каймы характеризуются ярким свечением. В составе таких цирконов может присутствовать небольшая примесь Са, Р, Nb и U. Содержание Y, Th, U, а также сумма РЗЭ закономерно уменьшается от ядра к кайме (Th, U – на 1-2 порядка), содержание Hf – возрастает. Фракционирование РЗЭ в ядре больше, чем в кайме ($L_{un}/L_{an} - 205$ и 34 , соответственно), Се аномалия более проявлена для ядер, в целом также выполаживается (рис. 1).

Ядро данного циркона, возможно соответствуют измененному магматическому циркону I типа, кайма – магматическому циркону II типа.

По характеру распределения редких элементов к кайме данного типа циркона близок также циркон-обрастание бадделеита, в катодолюминесценции дающий яркое свечение.

4. Циркон «метасоматический». Встречен в виде обрастаний зерна бадделеита. В катодолюминесценции – черный. Циркон этого типа резко отличается от цирконов остальных типов по химическому составу. В этом типе циркона фиксируется повышенное на 2-3 порядка содержание Р (до 1112 г/т), Са (до 4456 г/т), Ti (до 1410 г/т), Sr (до 496 г/т), Y (до 3495 г/т), Nb (до 6873 г/т), U (до 712 г/т), суммы РЗЭ (до 4946 г/т). Тренд распределения РЗЭ почти горизонтальный и соответствует таковому для метасоматических цирконов [1].

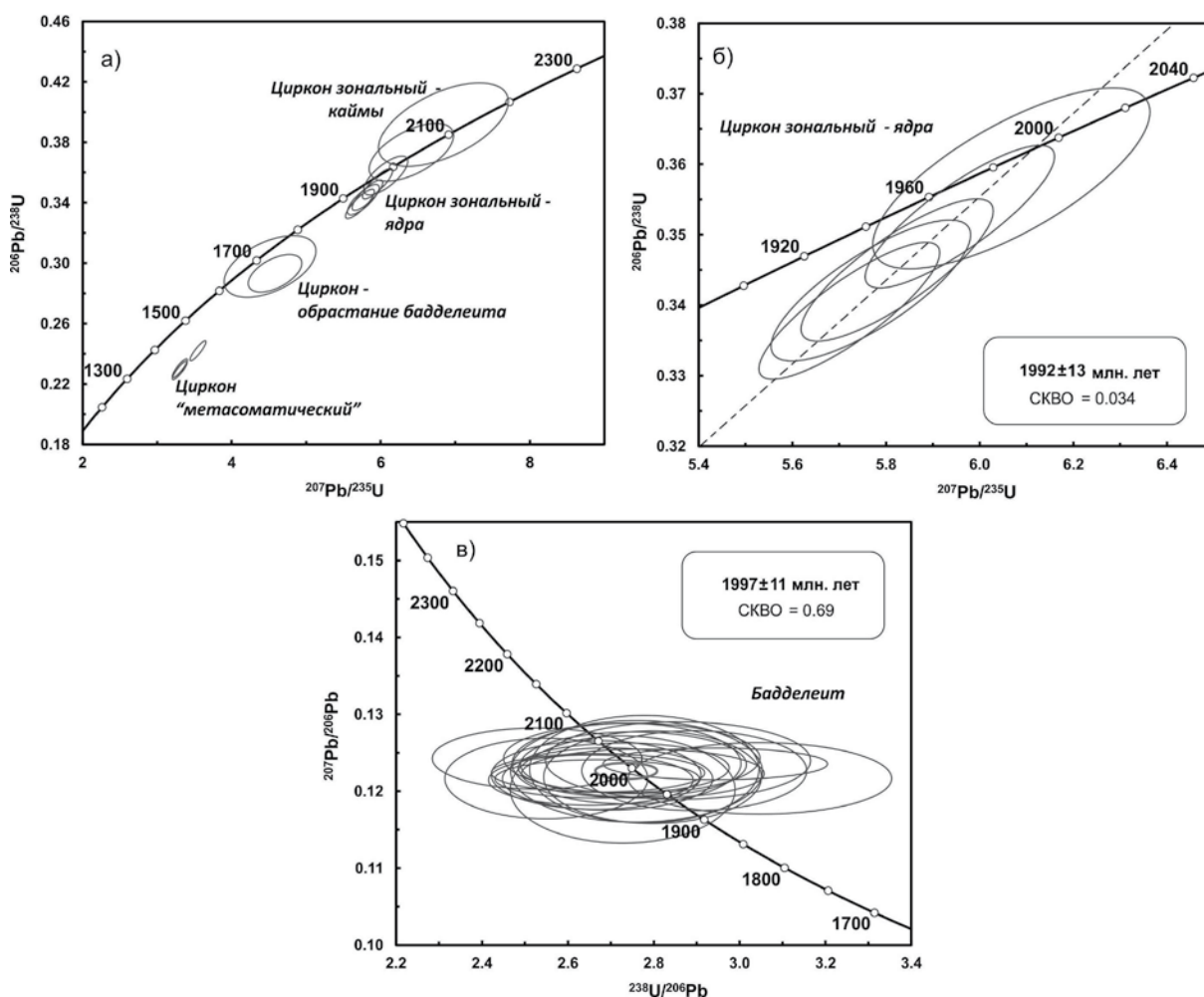


Рис. 2. Изотопные U-Pb диаграммы с конкордией для аксессуарных минералов карбонатитов Тикшеозерского массива: а) различных типов цирконов, б) ядер зонального циркона, в) бадделеита.

Данные получены на вторично-ионном масс-спектрометре (SIMS) высокого разрешения SHRIMP-II (ВСЕГЕИ).

Бадделеит в тикшеозерских карбонатитах содержится в малых количествах, может присутствовать в виде индивидуальных удлиненных призматических прозрачных кристаллов коричневого цвета или таблитчатых непрозрачных черных кристаллов, с характерной штриховкой на гранях; может образовывать сростания с цирконом или встречаться в виде мельчайших включений в *зональном цирконе, приуроченных к границе ядро-кайма*.

В составе минерала присутствуют характерные для бадделеита изоморфные примеси Hf (до 1503 г/т), U (до 454 г/т) и РЗЭ (до 57 г/т), также фиксируется небольшое количество Ca (до 15 г/т) и высокое содержание Nb (до 5548 г/т). Содержания урана в исследованных бадделеитах варьируют от 9 до 126 г/т. Тренд распределения РЗЭ фракционированный с положительной Се аномалией.

Возраст цирконов и бадделеита. Конкордантный U-Pb возраст бадделеита был определен по 20 анализам из 11 зерен и соответствует возрасту 1997 ± 11 млн. лет (рис. 2).

Дискордантные изотопные отношения в *ядрах зонального циркона* отражают возраст их образования 1992 ± 13 млн. лет. Два измерения *каймы зонального циркона* обнаружили обратно-дискордантное U/Pb отношение. В *метасоматическом цирконе* и *цирконе-обрастании бадделеита* U/Pb отношение характеризуется высокой степенью дискордантности (рис. 2).

Разнообразие морфологических типов и состава исследуемых акцессорных фаз циркония может являться следствием различных процессов, в которые были вовлечены карбонатиты Тикшеозерского массива, таких как смешение магм, воздействие постмагматических растворов и/или наложенных метаморфических процессов. Исследование изотопного состава гафния в цирконе и бадделеите, а также дополнительное датирование не охваченных типов цирконов будет способствовать конкретному выделению различных генераций изучаемых акцессорных фаз и уточнению генезиса карбонатитов Тикшеозерского массива.

Работа выполнена при поддержке грантов СПбГУ 3.36.81.2011 и 3.36.87.2011, МОиН РФ (соглашение 8663).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Zircon / ed. by J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin. Washington: Mineralogical Society of America. 2003.

PETROLOGY OF GABBROIDES AND ISOTOPE SIGNATURE OF SULFIDE MINERALIZATION FROM FEDOROV-PANSKY LAYERED MAFIC INTRUSION, KOLA PENINSULA, RUSSIA

Huber M.¹, Halas S.²

¹ Maria Curie –Skłodowska University, Lublin, Poland, email: miloh@interia.pl

² Physical Institute, Lublin, Poland, e-mail: stanislaw.halas@umcs.lublin.pl

Abstract: In the middle part of Kola Peninsula, northern part of Baltic shield, is located the Imandra-Varzuga belt. This belt is constituted of metamorphised sedimentary-volcanic rock complex. Towards North from this belt is located Kola rock formation of metamorphised granite-gneiss. Between these two large formations is located Fiodorov-Pansky (F-P) massif, which is layered mafic intrusions of gabbroide rocks. The age of this intrusions ranges from 2501 to 2446 Ma [3, 7]. The F-P massif belong to the province of the following mafic intrusions: Tornio, Näränkävåara, Penikat, Koillismaa, Lukkulaisvaara which are also distributed in Sveden Finland and Karelia [2, 6]. Within the whole province mafic layered intrusions are of similar age and structure. In rocks of these intrusion often occur platinum group elements (PGE). Samples from Fiodoro-Pansky massif were investigated by polarized light microscopy, EDS electron microscopy and isotope ratio mass spectrometry. The petrographic and EDS analyses were performed on Field Emission Electron Scanning Microscopy in the Optical and Electron Microscopy Laboratory in the UMCS in Lublin, whilst the isotope analyses were performed in the Institute of Physics at Marie Curie-Skłodowska University (UMCS), Lublin. The isotope analysis was done on dual inlet and triple collector mass spectrometer using SO₂ gas prepared off line by CuO oxidation. The precision of $\delta^{34}\text{S}$ values was 0.05 ‰, the results were normalized to the VCDT scale by analysis SO₂ gas prepared from the international standard IAEA-S-1. The F-P massif mainly consists of layered gabbro-norites, with contain olivine-norite and olivine plagiopyroxene horizons with Cu, Ni -sulfide mineralisation [4, 2] F-P massif is formed of several zones (Shissel et al., 2005) from the bottom to the top: marginal mafic schists, taxitic gabbro-norite (bpCa), norite (bCpa, pbC), main gabbro-norite (paCb), lower layered horizon (bC, pC, pbaC), gabbro zone (paCb, pbaC), upper layered

horizon (poCab), upper gabbro zone (paCb). We have observed four-stage ore mineralization: (1) magmatic Fe-Ti-oxides, (2) sulfide-ferrous oxide, (3) hydrothermal Cu-Ni-sulfide with haycockite, talnakhite and galena admixture, (4) tiosulfates formed from pyrrhotite. A few sulfide samples from generations (2) and (4) were investigated isotopically. The second generation is isotopically homogenous with $\delta^{34}\text{S}$ close to zero, whilst the third generation shows significantly negative $\delta^{34}\text{S}$ values.

Among of the four mineralogical stages on the basis of the stable isotopic analysis we have demonstrated the two-stage formation of sulfide mineralization in gabbroide rocks in F-P massif. The first stage (mineralogical stage 2) is magmatic, whilst the second (mineralogical stage 3) is hydrothermal. The older sulfide generation is isotopically correlated with the age of host rock.

This study was supported by UMCS Rector in frame-work of grant No. BW-01-1199-05-08.

REFERENCES

1. Hattori K., Krouse H.R., Campbell F.A. The start of sulfur oxidation in continental environments: about $2,2 \times 10^9$ y.a. *Science*. 1983. V. 221. P. 549-551.
2. Iljina M., Hansky E. Layered mafic intrusions of the Totnio-Näränkävärabelt, In: M. Lehtinen, P.A. Nurmi, O.T. Rämö, Eds. *Precambrian Geology of Finland – Key of the Evolution of the Fennoscandian Shield*. Amsterdam. B.V. Amsterdam. 2005. P. 101-138.
3. Latypov P.M. and Chistyakova S. J. Mechanizm dyfferencyacji rassloyennovo intruziva Zapadno-Panskich Tundr (Angielskie tłumaczenie). Editorial RAN, Apatites. 2000. 365 p. (in Russian).
4. Mitrofanov F.P., Korzhagin A.U., Dudkin K.O. *et al.* Fedorov-Pansky layered mafic intrusion (Kola peninsula, Russia): approaches, methods and criteria for prospecting PGES, Exploration for Platinum-group elements deposits. Chapter 15, *Mineralogical Association of Canada*. University of Toronto. 2005. P. 343-358.
5. Monster J.P., Appel W.U., Thode H.G. *et al.* Sulfur isotope studies in early Archean sediments from Isua, West Greenland: implications for the antiquity of bacterial sulfate reduction. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1979. V. 43. P. 405-413.
6. Sharkov E.W. *Formation of Layered Intrusions and Related Ore Mineralization*. Moscow: Nauchnyi Mir. 2006. 366 p. (in Russian).
7. Schissel D., Tsvetkov A.A., Mitrofanov F.P. *et al.* Basal Platinum-Group Element Mineralization in the Fedorov-Pansky Layered Mafic Intrusion, Kola Peninsula, Russia. *Economic Geology* 9. 2002. P. 1657-1677.

ORE MINERALS CHARACTERIZATION AND STABLE SULFUR ISOTOPES FROM BROKEN HAMMER, SUDBURY

Huber M.¹, Hałas S.²

¹ Maria Curie – Skłodowska University, Lublin, Poland, miloh@interia.pl

² Physical Institute, Lublin, Poland, stanislaw.halas@umcs.lublin.pl

The Sudbury intrusion is a polymetallic, impact type, Proterozoic intrusion dated at 1.85 Ga age [5, 1]. The platinum group elements (PGE) mineralization occur predominantly in the margin of the ore body, which is abundant in breccias with various sulfide minerals [6]. The Broken Hammer PGE deposit is located in the northern part of this intrusion.

For the purpose of this study selected sulfide samples were analyzed with optical and electron microscopy (Hitachi SU6600 with EDS attachment) in the Electron and Optical Microscopy Laboratory Maria Curie-Skłodowska University in Lublin (total number of analysis was 488), whereas the $\delta^{34}\text{S}$ of sulfides and the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of carbonates were determined in the Mass Spectrometry Laboratory, Maria Curie-Skłodowska University in Lublin.

The rocks studied belong to metamorphosed diabases, sediments and granitoides, which were fissured and cemented by Fe, Cu, Ni sulfides. The microscopic study of thin sections has indicated that the mineral paragenesis is characteristic for an epidote-amphibole facies. The next alteration stage of these rocks was their cementation by sulfides at a temperature of about of 400 °C [7, 3]. The most commonly distributed sulfides are pyrite, chalcopyrite and pentlandite. In these sulfides such minerals as cubanite (CuFe_2S_3), magnetite (Fe_3O_4), cassiterite (SnO_2) with PGE mineralization occur. The subsequent generation is iron oxides and hydroxides (hematite, goethite) with carbonates, being low-temperature (100-200 °C) hydrothermal products [7].

The minerals listed above are Pt and Pd tellurides and bismuthides. Of the tellurides, sperrylite grains several centimeters across occur. These minerals are associated with Ag tellurides, galena and sphalerite.

The sulfur isotope composition of sulfides studied shows positive $\delta^{34}\text{S}$ values varying from 3.41 to 10.26‰ in chalcopyrite, and from 2.82 to 3.00‰ in pyrite and pentlandite. Majority of these sulfides contain sulfur with slightly positive $\delta^{34}\text{S}$ values, which is typical for basic primordial igneous rocks [8, 9, 5, 4], whereas those with more positive delta values (ca. 10‰), are characteristic for igneous and sedimentary rocks. This suggests mixing of sulfur from these two sources.

REFERENCES

1. Ames D.E. and Farrow C.G. Metallogeny of the Sudbury mining camp. Ontario. 2007.
2. Controls M.C., Stewart A.C. and Lightfoot P.C. Diversity in Platinum Group Element (PGE) Mineralization at Sudbury: New Discoveries and Process 11th International Platinum Symposium June 21-24. 2010.
3. Dare S.A.S, Barnes S.J., Beaudoin G.; Variation in trace element content of magnetite crystallized from a fractionating sulfide liquid, Sudbury, Canada: Implications for provenance discrimination; *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2012. V. 88. P. 27-50.
4. Darling, J.R., Hawkesworth C.J., Lightfoot. *et al.* Isotopic heterogeneity in the Sudbury impact melt sheet; *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. V. 289. P. 347-356.
5. Hecht L., Siegert S., Barazi A. *et al.* Genesis of PGE-Rich Sulfide Mineralization in Offset Dikes of the Sudbury Impact Structure, 11th International Platinum Symposium, June 21-24, 2010.
6. Kjarsgaard I.M., Ames D.E. Ore Mineralogy of Cu-Ni-PGE Deposits in the North Range Footwall Environment, Sudbury, Canada 11th International Platinum Symposium June 21-24. 2010.
7. Péntek A., Molnár F. Footwall-type Cu-Ni-PGE Mineralization in the Broken Hammer Area, Wisner Township, North Range, Sudbury Structure, *Economic Geology*. 2008.
8. Thode H.G., Dunford H.B. and Shima. Sulfur isotope abundances in rocks of the Sudbury district and their geological significance. *Economic Geology*. M. 1962. V. 57. P. 565-578.
9. Schwarcz H.P. Sulfur isotope analyses of some Sudbury, Ontario, ores. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1973. V. 10. P. 1444-1459.

STUDY OF $\delta^{34}\text{S}$ AND CHEMICAL COMPOSITION OF SULFIDES FROM ALKALINE INTRUSION IN SE PART OF Khibina MASSIF (KOLA PENINSULA, RUSSIA)

Huber M.¹, Hałas S.²

¹ Maria Curie –Skłodowska University, Lublin, Poland, miloh@interia.pl

² Physical Institute, Lublin, Poland, stanislaw.halas@umcs.lublin.pl

In this study we report new data on the $\delta^{34}\text{S}$ of sulfides from SE part of Khibina Massif from the northern part of Baltic Shield. The selected ore minerals were analyzed with optical and electron microscopy (Hitachi SU6600 with EDS attachment) in the Electron and Optical Microscopy Laboratory, Maria Curie-Skłodowska University (total number of analyses was 2488 and 607, respectively), whereas the $\delta^{34}\text{S}$ of sulfides from syenites of central part of the massif was determined in the Mass Spectrometry Laboratory, Maria Curie-Skłodowska University. These sulfides were analyzed by ICP MS in Department of Soil Science in order to figure out typical metallic concentrations.

We have analyzed 10 sulfide samples from the outcrop in Centralnyj Rudnik located near Juksporr Mountain. This intrusion has age of late Devonian (350 mln years) and it was formed as a result of a hot plume action [1, 2, 3, 9, 10]. In this outcrop predominantly occur massive aegirine syenites, apatite-nepheline urtites containing apatite-nepheline ores, trachites and other vein rocks. These rocks contain plagioclase crystals with dark aegirine accompanying eudialyte, Fe-oxides, titanite, and apatite and nepheline [8, 4, 5]. Ore minerals which occur in the rocks: ilmenite, magnetite and sulfide (pyrite).

In these rocks occur carbonatite veins with carbonate-francolite mineralization [6]. Microscopic analysis with EDS demonstrate the presence of V_2O_5 and TiO_2 in magnetite, and Cu, Ni in pyrite. These results are shown in Table 1.

Table 1. Results of elemental SEM-EDS analysis of typical ore minerals, concentrations are expressed in %.

| mineral | sample | O | Si | S | Ca | Ti | Fe | Cu |
|--------------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| chalcopyrite | 18CH | | | 30.56 | | | 26.23 | 43.22 |
| ilmenite | 28CH | 18.57 | | | | 9.10 | 45.00 | |
| ilmenite | 18CH | 26.46 | | | | 28.53 | 45.01 | |
| magnetite | 06CH | 27.52 | | | | | 72.48 | |
| magnetite | 06CH | 27.57 | | | | 2.89 | 69.53 | |
| piritet | 16CH | | | 16.09 | | | 58.13 | |
| rutile | 06CH | 44.46 | | | | 40.58 | | |
| rutile | 06CH | 44.15 | | | | 40.15 | | |
| tytanite | 06CH | 37.83 | 15.78 | | 23.16 | 23.23 | | |
| tytanite | 06CH | 37.91 | 18.71 | | 18.99 | 24.39 | | |

The analyzed sulfides from Khibina Massif contain Zn in major concentrations, whereas Au and Ni in minor concentrations (Table 2). They contain relatively small amounts of As, Cd and Ag. The concentrations listed in Table 2 point onto mixing of two types of sulfide associations: (1) more basic rocks, (2) secondary hydrothermal stage.

Table 2. The ICP analysis of sulfide minerals, concentrations are expressed in ppm.

| Sample | Au | As | Co | Ni | Cd | Zn | Ag |
|--------|-------|------|-------|-------|------|-------|------|
| 01Ch | 48.94 | 3.31 | 51.53 | 12.14 | 0.78 | 298.2 | – |
| 04Ch | 71.29 | 4.85 | 3.08 | 2.14 | 0.65 | 141.4 | – |
| 10CH | 33.01 | 2.23 | 36.86 | 9.40 | 1.34 | 73.6 | 5.71 |

The sulfide minerals were also subjected to isotope analysis. The results of isotope analysis are shown in Table 3. The analyzed sulfide minerals most likely belong to 2 generations.

Table 3. Sulfur isotope composition of sulfide minerals.

| Sample | $\delta^{34}S_{VCDT}$ [‰] |
|--------|---------------------------|
| 10CH | 2.06 ~1.9 |
| 01CH | 0.69 |
| 04CH | 4.92 4.80 |

In summary we may state that the investigated sulfide samples from Centralnyj Rudnik outcrop belong to 2 generations. The first one is related to more basic magma of deep origin, which is seen in $\delta^{34}S$ values close to zero and Ni and Co admixtures, whilst the second one is result of late magma crystallization accompanied with hydrothermal processes, which is seen in distinctly positive $\delta^{34}S$ values and Zn and Au admixtures.

REFERENCES

1. Arzamastsev A.A. Unique Paleozoic Intrusions of the Kola Peninsula. Apatity: Kola Scientific Centre, 1994. 79 p.
2. Arzamastsev A., Yakovenchuk V., Pakhomovsky Y., et al. The Khibina and Lovozero alkaline massifs: Geology and unique mineralization. 33 IGC excursion materials. 2008.
3. Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P. et al. Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Former USSR. London: Chapman & Hall, 1995. Part 2. 226 p.
4. Borucky B.E. Basic minerals of alkaline complexes. Russia. Publ. Nauka, 1989. 214 p.
5. Huber M. Preliminary characterization of the mineral veins occurring in the Malaya Belaya Valley in the Khibiny. J. Biol. Earth Sci. 2013, 3 (1): E1-E11. 2013.
6. Huber M., Hałas S., Sikorska M. Evolution of prehnite-albite-calcite veins in metamorphic rocks from the Lapland Granulite Belt (Kandalaksha region of Kola Peninsula) Geologija. 57. 2007. P. 1 -7.
7. Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A. et al. The Kola alkaline province of the CIS and Finland: precise Rb–Sr ages define 380–360 Ma age range for all magmatism. Lithos 30. 1993. P. 33-4.
8. Kukhareno A.A., Orlova M.P., Bulakh A.G., et al. The Caledonian Complex of Ultrabasic Alkaline Rocks and Carbonatites of the Kola Peninsula and North Karelia Russia. Moscow: Nedra, 1965. 772 p.
9. Mitrofanov A.F. Geological characteristics of Kola Peninsula. Russian Academy of Science. Apatity. 2000. 166 p.
10. Pozhylienko WI. et al. Geology of the ore zones in Murmansk region. Russia. Apatity. 2002. 360 p.

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И U-РЬ ВОЗРАСТ ПОЗДНЕАРХЕЙСКИХ
ДВУПОЛЕВОШПАТОВЫХ ГРАНИТОИДОВ КОЛЬСКОГО БЛОКА И БЕЛОМОРСКОГО
ПОДВИЖНОГО ПОЯСА – КОЛЬСКИЙ П-ОВ, РОССИЯ**

Чащин В.В., Баянова Т.Б

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, chashchin@geoksc.apatity.ru

**GEOLOGICAL SETTING AND U-Pb AGE OF THE LATE ARHEAN DIFELDSPATIC GRANITOIDS
KOLA BLOCK AND BELOMORIAN MOBILE BELT – KOLA PENINSULA, RUSSIA**

Chashchin V.V., Bayanova T.B.

Geological Institute KSC RAS, Apatity

Кольский регион является областью широкого развития гранитоидов позднеархейского возраста различных формационных типов [1]. Наибольшим распространением среди них пользуются крупные массивы ТТГ гранитоидов, слагающие значительный объем Мурманского (МБ) и Кольского блоков (КБ), а также Беломорского подвижного пояса (БПП). Менее распространены интрузии двуполевошпатовых гранитов (ДПГ) калий-натриевой и натрий-калиевой серий нормального ряда, которые пространственно тяготеют, в основном, к периферии этих структур. Для обрамления Кейвской структуры характерны значительные объемы позднеархейских щелочных гранитов. При этом, геохронологически наиболее полно охарактеризованы щелочные граниты [2], в меньшей степени – ТТГ гранитоиды, а по ДПГ имеются единичные датировки.

В этой связи актуальным представляется изотопное датирование ДПГ из различных структур региона, что позволит в какой-то степени оценить время их консолидации, одним из показателей которого и является появление позднеархейских калиевых гранитоидов. В данной работе представлены первые результаты такого исследования.

Геологическое положение и состав. В пределах БПП интрузии ДПГ обычно развиты по его периферии в зоне шириной 10-12 км. Они слагают отдельные массивы округлой, линзовидной и неправильной формы размером 0.8÷1.2×1.5÷2.7 км, которые прорывают гнейсы беломорского метаморфического комплекса и различные породы Енского зеленокаменного пояса, возраст метаандезитов которого из района Хабозера оценивается в 2731±14 млн. лет [3]. Жильная фация для них не характерна.

Основной объем интрузий ДПГ в пределах КБ также тяготеет к его окраине в полосе шириной около 30 км. Массивы имеют в основном округлую и линзовидную форму размером от 300×400 м до 3×2 км. Они прорывают образования кольского метаморфического и ТТГ комплексов. Помимо интрузий в пределах КБ широким распространением пользуются жилы пегматитов и плагио-микроклиновых гранитов. Мощность пегматитовых жил обычно составляет от 0.5 до 10 м, редко до 150 м, длина меняется от нескольких десятков до 300 метров. Жилы гранитов при мощности от 0.1 м до нескольких десятков метров, в редких случаях достигая 100-120 м, имеют весьма значительную протяженность, иногда достигая 1200 и более метров.

По составу ДПГ граниты БПП и КБ идентичны. Они представляют собой породы розовато-светло-серого цвета от мелкозернистого до крупнозернистого сложения, гипидиоморфнозернистой и гранитной структуры. Основными породообразующими минералами являются: кварц (25-30%), микроклин (от 35 до 60%), плагиоклаз (олигоклаз, 25-40%), биотит (до 5%) и мусковит (до 3-5%); в акцессорных количествах присутствуют апатит, сфен, циркон и турмалин. По соотношению полевых шпатов выделяются плагио-микроклиновые и микроклин-плагиоклазовые разновидности с преобладанием первых.

Пегматиты характеризуются крупным и гигантозернистым сложением, пегматоидной структурой. Жилы образованы биотитовыми плагио-микроклиновыми гранитами, имеют средне-крупнозернистое сложение и гранитовую структуру. Для пегматитовых и гранитных жил характерен простой минеральный состав: кварц (25-30%), плагиоклаз (20-40%), микроклин (30-50%), биотит (5-10%), иногда – мусковит, в акцессорных количествах присутствуют апатит, гранат, циркон, турмалин и рудные.

По химическому составу ДПГ БПП и КБ соответствуют известково-щелочным гранитам нормально-петрохимического ряда ($SiO_2=67.16-75.54$ мас.%, $Na_2O+K_2O=6.5-8.8$ мас.%, $Na_2O/K_2O=0.5-2.0$) с незначительными вариациями состава до умеренно щелочных лейкогранитов. При этом, жильные граниты характеризуются существенными вариациями состава от сиенитов к граносиенитам, гранитам и лейкогранитам ($SiO_2=62.95-76.31$ мас.%, $Na_2O+K_2O=6.7-9.2$ мас.%, $Na_2O/K_2O=0.4-1.1$).

U-Pb датирование. В БПП на геохронологические исследования была отобрана проба № 10800 из обнажения ДПГ в районе северного берега оз. Экостровская Имандра, местоположение которой показано на схеме (рис. 1 а).

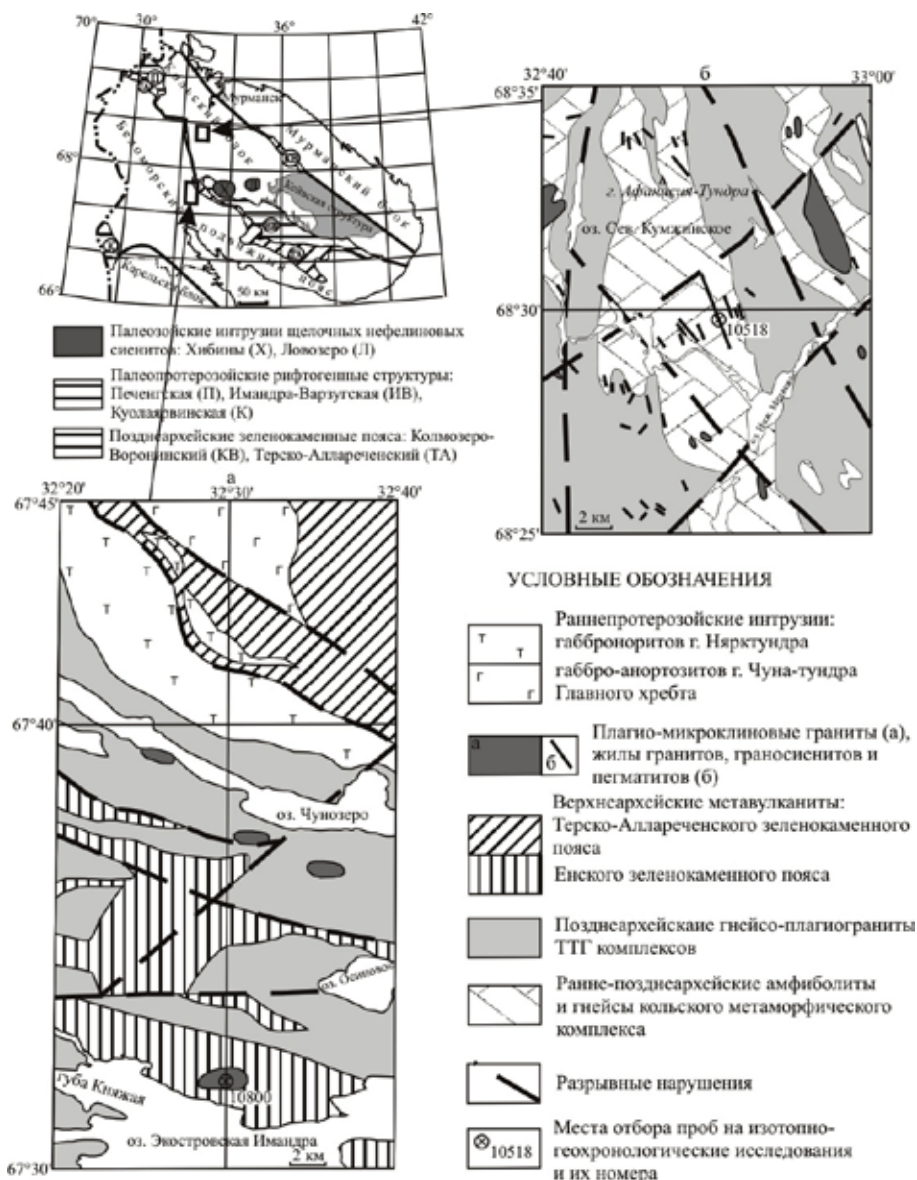


Рис. 1. Схемы геологического строения районов развития интрузий ДПГ в пределах Беломорского подвижного пояса (а) и Кольского блока (б).

Из нее по стандартной методике сепарации с помощью электромагнита, тяжелой жидкости и отобранных вручную было выделено 4 фракции циркона. Верхнее пересечение дискордии с конкордией, построенное по 4 точкам, равно 2662 ± 10 млн. лет, $СКВО=1.3$ (рис. 2), которое отвечает времени формирования гранитоидов. Этот возраст оказался близок времени образования субщелочных гранитов Канозерского массива – 2667 ± 36 млн. лет в восточной части БПП [7]. Нижнее пересечение дискордии с конкордией равно 345 ± 7 млн. лет и соответствует, по-видимому, нарушению U-Pb системы во время завершения палеозойской активизации восточной части Балтийского щита.

В пределах КБ была отобрана проба № 10518 из крупной жилы гранитов протяженностью до 3 км мощностью около 100-120 м, расположенной к северу от оз. Ниж. Медвежье (рис. 1 б). Из нее по аналогичной методике было выделено 5 фракций циркона. Верхнее пересечение дискордии с конкордией, построенное по 5 точкам, равно 2550 ± 6 млн. лет, $СКВО=0.7$ (рис. 3), которое соответствует времени кристаллизации жильной фации гранитоидов. Нижнее пересечение с дискордией равно 481 ± 30 млн. лет и близко времени начала палеозойской активизации региона. Полученный возраст гранитной жилы полностью со-

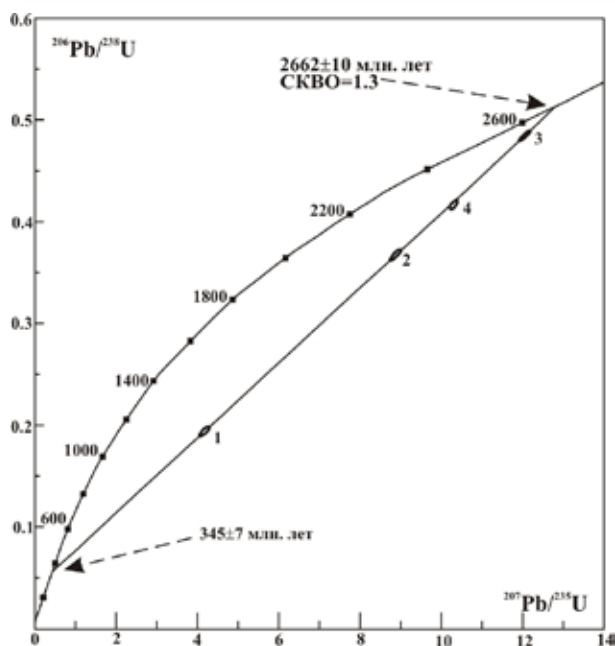


Рис. 2. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для четырёх фракций циркона из ДПГ Беломорского подвижного пояса.

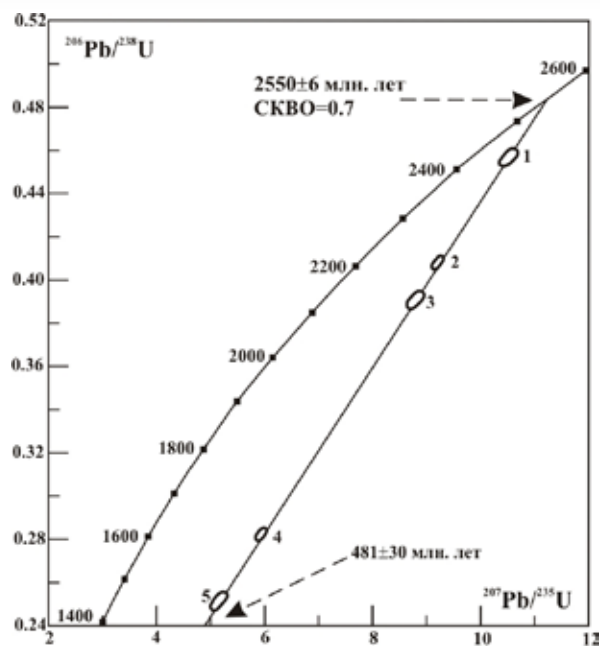


Рис. 3. Изотопная U-Pb диаграмма для пяти фракций циркона из жилы ДПГ Кольского блока.

ответствует возрасту жилы граносиенита из района оз. Пулузеро – 2550±16 млн. лет [4] и близок возрасту пегматитовой жилы из района оз. Чудзъявр – 2556±27 млн. лет [5], а также возрасту массива турмалиновых гранитов в районе оз. Лице в пределах структуры Колмозеро-Воронья – 2558±6 млн. лет [6].

Несмотря на сходство вещественного состава и петрохимических особенностей, возраста кристаллизации ДПГ БПП и КБ различаются почти на 100 млн. лет, что свидетельствует о том, что процессы калиевой гранитизации в этих структурах происходили несинхронно. Образование ДПГ в пределах БПП сопряжено с завершением коллизионных процессов на поздней стадии позднеархейского метаморфизма. Тогда как, развитие ДПГ с жильной фацией в КБ характеризует режим тектонической стабильности на границе архей-протерозой, когда после завершения позднеархейского тектоно-магматического цикла здесь окончательно сформировалась жесткая кора континентального типа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батиева И.Д., Бельков И.В., Ветрин В.Р. и др. Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 264 с.
2. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб: Наука, 2004. 174 с.
3. Морозова И.М., Ризванова Н.Г., Лохов К.И. и др. U-Pb система цирконов из пород экзоконтакта щелочно-ультраосновной интрузии Озерная Варака // Геохимия. 1998. № 8. С. 782-790.
4. Петровская Л. С., Баянова Т.Б. Архейский магматизм и метаморфизм района Пулузеро (Центрально-Кольский блок) // Петрография на рубеже XXI в.: итоги и перспективы. Матер. II Всеросс. петрографич. сов. Сыктывкар. 2000. Т. 4. С. 298-301.
5. Balashov Yu.A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V. New geochronological data on archaic rocks of the Kola Peninsula // Correlation of Precambrian formation of the Kola-Karelian region and Finland. Apatity: KSC RAS, 1992. P. 13-34.
6. Kudryashov N.M., Bayanova T.B., Gavrilenko B.V. et al. Archean geochronology of the Kola region (north-eastern Baltic Shield). 4th International Archean Symposium, Perth, Western Australia, 2001. P. 58-60.
7. Nitkina E.A., Aranasevich E.A., Bayanova T.B. Geochronological evidence of the complex nature of the Archean Kanozero alkaline granites, Baltic Shield (Russia) / Goldschmidt Conference, 2004. Abs. vol., P. A720.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И U-Pb ВОЗРАСТ МАССИВА ГАББРО-НОРИТОВ КИРИХА – КОЛЬСКИЙ П-ОВ, РОССИЯ

Чашин В.В.¹, Баянова Т.Б.¹, Люлько М.С.²

¹Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, chashchin@geoksc.apatity.ru

²ОАО Центрально-Кольская экспедиция, Мончегорск

GEOLOGICAL COMPOSITION AND U-Pb AGE OF THE KIRIHA GABBRO-NORITE MASSIF – KOLA PENINSULA, RUSSIA

Chashchin V.V.¹, Bayanova T.B.¹, Lyulko M.S.²

¹Geological Institute KSC RAS, Apatity

²Open Joint-Stock Company Central Kola Expedition, Monchegorsk

Массив Кириха расположен в пределах Мончегорского рудного района в 1.5 км к северо-западу от массива НКТ Мончегорского плутона (рис. 1). Массив на поверхности не обнажен и вскрыт только скважинами, пройденными в процессе проведения на этой площади геолого-съёмочных и поисковых работ в середине 70-х годов прошлого века, а также в результате проведения поисковых работ на платиноиды, проведенных в последние годы ЗАО «Терская горная компания». Массив Кириха протяженностью около 3 км при ширине 650-700 м имеет линзовидную форму в плане, вытянутую в северо-восточном направ-



Рис. 1. Схема геологического строения Мончегорского плутона и его обрамления.

лении. В структурном отношении он приурочен к той же системе разломов северо-восточного простирания, что и массив НКТ Мончеплутона и залегает среди плагиогнейсов кольского метаморфического комплекса (рис. 1).

Массив Кириха представляет собой интрузию основного состава с признаками расслоенности. В поперечном разрезе он имеет пластообразную форму. Контакты массива имеют крутые углы падения в северо-западном направлении (рис. 2). В зоне экзоконтакта лежачего бока залегают среднезернистые диориты, образованные, вероятно, в результате подплавления массивом плагиогнейсов кольского метаморфического комплекса. В лежачем боку массива развиты среднезернистые габбро-нориты мощностью около 5-7 м. Далее они сменяются маломощным прослоем меланократового норита, который постепенно переходит в среднезернистые оливиновые нориты и габбро-нориты мощностью около 50 м. К этому прослою приурочена вкрапленная сульфидная минерализация мощностью около 10 м, не несущая платинометаллового оруденения.



Рис. 2. Геологический разрез по скважинам МТ-28 – МТ-31 массива Кириха.

Центральная часть массива не изучена, предполагается, что она сложена среднезернистыми массивными мезократовыми довольно однородными габбро-норитами. В всячем блоку массива развиты мезолейкокатовые железистые кварц-содержащие габбро-нориты мощностью около 100 м.

По структурному положению и составу предполагалась близость массива Кириха к Мончегорскому плутону. В то же время, отличительной особенностью массива Кириха является обогащение железом его верхней зоны, более характерное для интрузий имандровского комплекса. С целью уточнения его возрастного положения и более обоснованной типизации были проведены изотопно-геохронологические исследования.

На **U-Pb датирование** были отобраны две пробы. Проба МТ-31 отобрана из керна одноименной скважины в инт. 111.0-144.6 м и характеризует, предположительно, нижнюю часть разреза массива Кириха (рис. 2), представленную среднезернистыми мезо-меланократовыми оливиновыми габбро-норитами. Порода состоит из плагиоклаза (30-35 %), ортопироксена (30-35 %), клинопироксена (10-15 %) и оливина (20-25 %), в качестве второстепенного минерала отмечается биотит (около 1 %). Проба МТ-29 была отобрана из керна соответствующей скважины в инт. 147.0-200.2 м, представленного среднезернистыми железистыми мезо-лейкокатовыми кварц-содержащими габбро-норитами, представляющими, предположительно, верхнюю часть разреза массива Кириха (рис. 2). Эта порода состоит из плагиоклаза (55-65 %), ортопироксена (10-20 %), клинопироксена (10-20 %), кварца (до 5 %) и магнетита (от 1 до 5 %). В качестве вторичных минералов присутствуют амфибол (около 1 %) и биотит (редкие зерна).

Из этих проб по стандартной методике сепарации с помощью электромагнита, тяжелой жидкости и отобранных вручную были выделены фракции циркона и бадделита. Для пробы МТ-31 верхнее пересечение дискордии с конкордией, построенное по 4 точкам циркона и 1 точке бадделита, равно 2502 ± 7 млн. лет, $СКВО=0.92$, нижнее пересечение дискордии с конкордией равно 405 ± 41 млн. лет (рис. 3). Для пробы МТ-29 верхнее пересечение дискордии с конкордией, построенное по 3 точкам циркона и 1 точ-

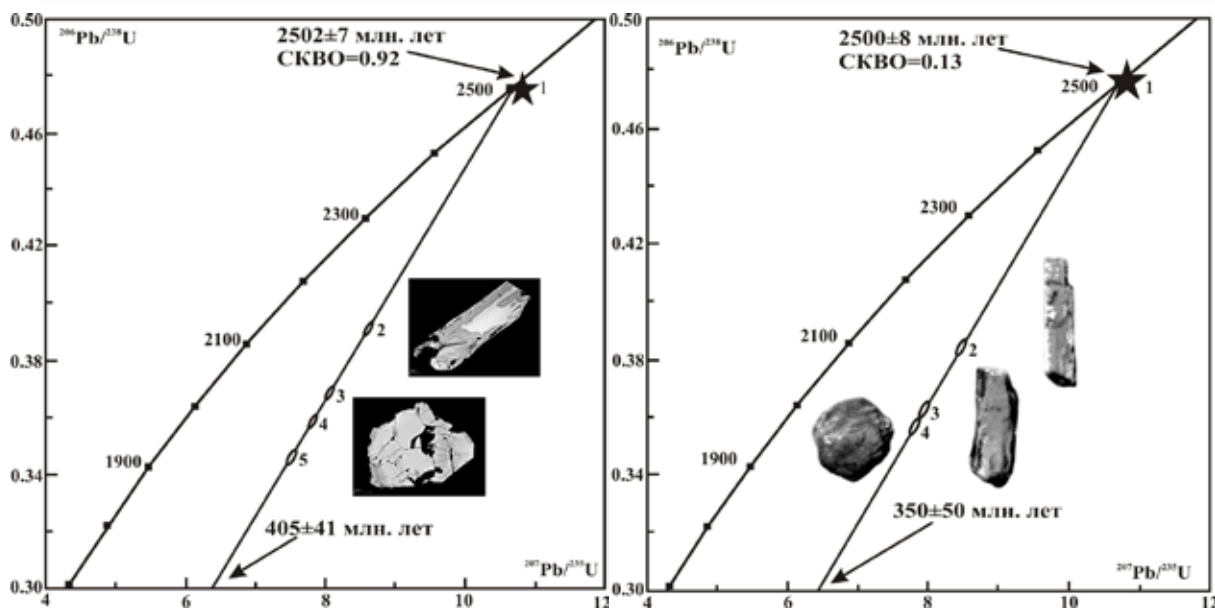


Рис. 3. Изотопная U-Pb диаграмма для бадделеита (1) и циркона (2-5) из оливинового габбро-норита массива Кириха (проба МТ-31).
Рис. 4. Изотопная U-Pb диаграмма для бадделеита (а) и циркона (2-4) из феррогаббро-норита массива Кириха (проба МТ-29).

ке бадделеита, равно 2500 ± 8 млн. лет, $СКВО=0.13$, нижнее пересечение дискордии с конкордией равно 350 ± 50 млн. лет (рис. 4). Таким образом, верхние пересечения дискордии с конкордией соответствуют времени кристаллизации массива Кириха, нижние пересечения, по-видимому, – нарушению U-Pb системы во время начала и завершения палеозойской активизации восточной части Балтийского щита.

Таким образом, полученные результаты геохронологических исследований полностью совпадают с возрастными характеристиками Мончегорского плутона ($2507 \pm 9 \div 2493 \pm 7$ млн. лет) [1], что подтверждает предположение о принадлежности массива Кириха к мончегорскому комплексу расслоенных интрузий [2]. Кроме того, очевидно, что он не является отдельной, самостоятельной фазой, а сформировался совместно с основным объемом Мончегорского плутона.

Исследования проводятся при финансовой поддержке гранта РФФИ № 11-05-00570 и программ ОНЗ РАН №№ 2, 4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб: Наука, 2004. 174 с.
2. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение (ред. Ф.П. Митрофанов и В.Ф. Смолькин). Ч. 1. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. 177 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И U-Pb ВОЗРАСТ СУБЩЕЛОЧНЫХ СИЕНИТОВ КОЛЬСКОГО БЛОКА – КОЛЬСКИЙ П-ОВ, РОССИЯ

Чашин В.В., Баянова Т.Б.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, chashchin@geoksc.apatity.ru

GEOLOGICAL SETTING AND U-Pb AGE OF THE SUBALKALINE SYENITES KOLA BLOCK – KOLA PENINSULA, RUSSIA

Chashchin V.V., Bayanova T.B.

Geological Institute KSC RAS, Apatity

В пределах Кольского региона широким развитием пользуются щелочные граниты, достаточно полная характеристика которых приведена И.Д. Батиевой [1]. Наибольшим распространением они пользуются в обрамлении Кейвской структуры, где известно такие крупные массивы как Западно-Кейвский, Поной-

ский и Белых тундр, общая площадь которых составляет несколько тысяч километров, а также множество более мелких. Изотопно-геохронологическими исследованиями последних лет было установлено, что все они имеют неоархейский возраст. Так, U-Pb возраст Западно-Кейвского массива определен в 2674 ± 6 млн. лет, Понойского – в 2751 ± 41 млн. лет, а Белых тундр – в 2654 ± 5 млн. лет. Кроме того, возраст щелочных и нефелиновых сиенитов массива Сахарйок составляет 2682 ± 10 и 2613 ± 35 млн. лет, соответственно [2]. При этом, в пределах Беломорского подвижного пояса развиты только субщелочные граниты, распространенные гораздо в меньшей степени. Они расположены в восточной, тыловой части Кандалакшко-Колвицкой зоны гранулитов и в южной части Лапландской зоны гранулитов. Наиболее крупным из них площадью около 170 км^2 является Канозерский массив лепидомелан-феррогастингситовых субщелочных гранитов, расположенный вблизи западного берега оз. Канозеро [1]. Для него получен U-Pb возраст по циркону, рав-

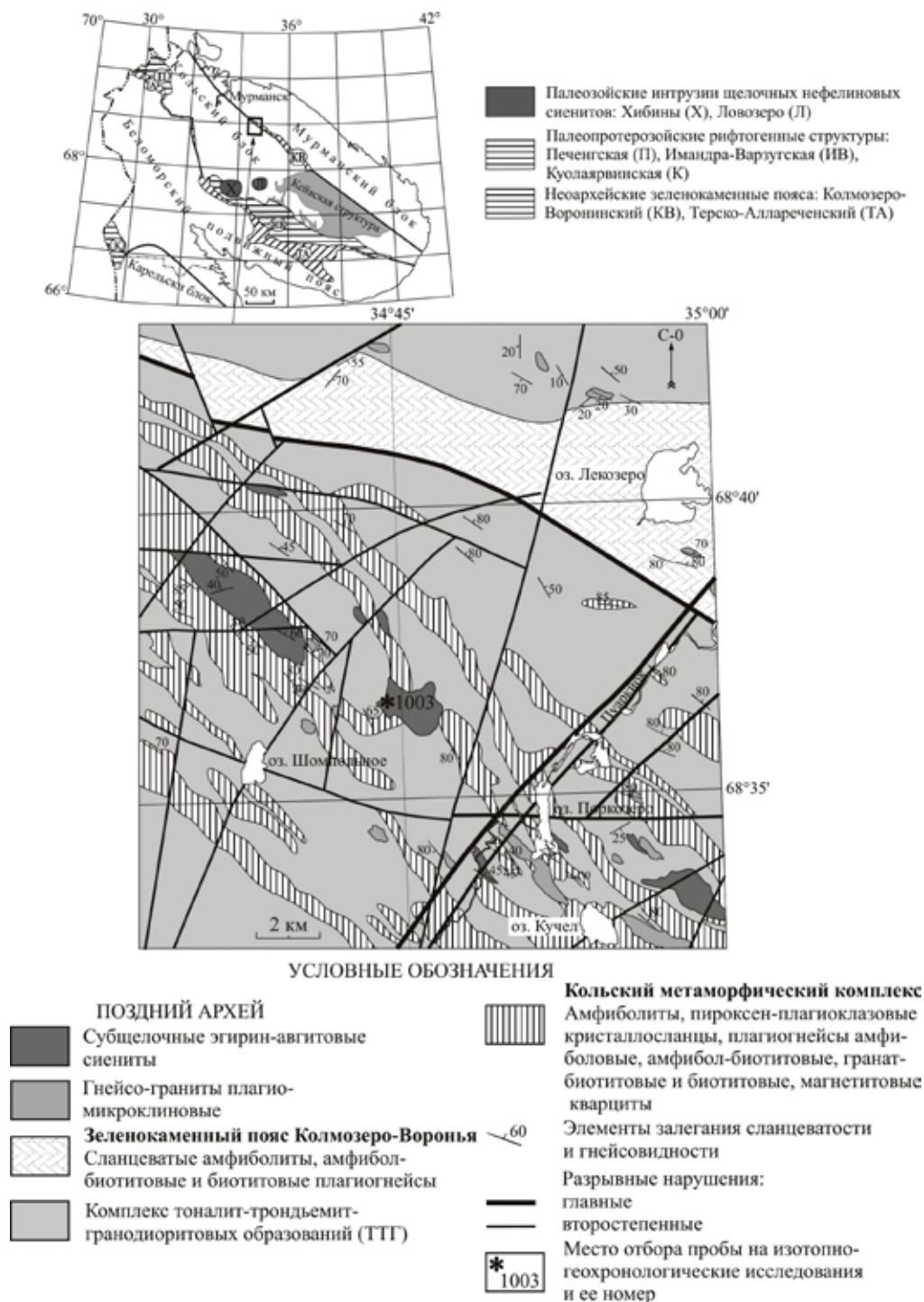


Рис. 1. Схема геологического строения площади распространения субщелочных сиенитов.

ный 2667 ± 36 млн. лет [3]. Для Кольского блока интрузии щелочных гранитоидов в целом не характерны. Здесь небольшие массивы субщелочных сиенитов были закартированы в 50-е годы прошлого века вблизи границы Кольского блока с неархейским зеленокаменным поясом Колмозеро-Воронья к востоку от оз. Пинкельярв и рассматривались авторами в качестве палеозойских образований. Вероятно, по вещественному составу и структурному положению с ними сходен массив Чагвеуайв граносиенитов и кварцевых нордмаркитов, расположенный в нижнем течении р. Титовки [1].

В этой связи большой интерес представляют изотопно-геохронологические исследования этих образований с целью определения их возраста и места в общей эволюции щелочного магматизма региона.

Комплекс субщелочных сиенитов Кольского блока включает серию интрузий, протягивающихся от оз. Кучел на юго-востоке до верховьев р. Сульнгуразуай на северо-западе (рис. 1). Полоса развития интрузий протяженностью 22 км и шириной около 5 км расположена конформно границе с зеленокаменным поясом Колмозеро-Воронья. Всего известно около 10 массивов, размеры которых варьируют от 0.5×0.2 до 5×1.5 км. Они прорывают различные породы кольского метаморфического комплекса и ТТГ гранитоиды, зачастую располагаясь на границе между комплексами. Массивы сложены, главным образом, неравномернотекстурированными, преимущественно мелко-среднетекстурированными, кварцсодержащими эгирин-авгитовыми субщелочными сиенитами, которые состоят из решетчатого микроклина и ортоклаза (70-75%), плагиоклаза (олигоклаз, 5-10%), кварца (5-10%) и эгирин-авгита (10-15%). В резко подчиненном количестве среди них отмечаются субщелочные граносиениты, отличающиеся повышенным количеством кварца (до 20-25%).

С интрузиями субщелочных сиенитов пространственно и генетически связаны жилы пегматитов. В основном, они расположены вблизи зон контактов массивов. Среди них различаются микроклиновые, плагио-микроклиновые и микроклин-плагиоклазовые разновидности.

Протяженность жил от 30 до 100 м, мощность непостоянная, варьирует от 1-5 до 20 м. В аксессуарных количествах в пегматитах встречаются такие минералы, как пирохлор, циртолит, эвксенит и гадолинит, являющиеся типоморфными для щелочных гранитов обрамления Кейвской структуры [1].

U-Pb датирование. На изотопно-геохронологические исследования из коренного обнажения массива в районе г. Сульнгураз была отобрана проба № 1003 весом около 15 кг, положение которой показано на рисунке 1. Из нее по стандартной методике

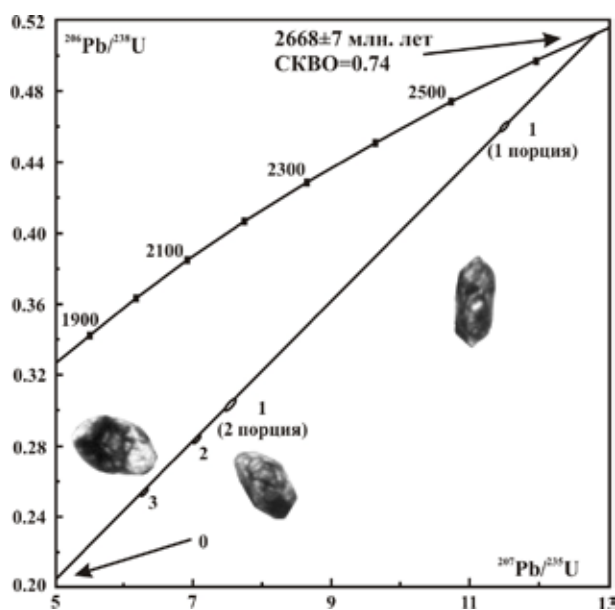


Рис. 2. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из субщелочного эгирин-авгитового сиенита массива г. Сульнгураз.

на рисунке 1. Из нее по стандартной методике сепарации с помощью электромагнита, тяжелой жидкости и отобранных вручную было выделено 3 фракции циркона. Верхнее пересечение дискордии с конкордией, построенное по 3 точкам, равно 2668 ± 7 млн. лет, СКВО=0.74 (рис. 2), которое отвечает времени формирования субщелочных сиенитов. Нижнее пересечение дискордии с конкордией равно нулю и отражает современные потери свинца.

Полученный возраст кристаллизации субщелочных сиенитов Кольского блока, в пределах ошибки, вполне сопоставим с возрастными формированиями массивов щелочных гранитов в обрамлении Кейвской структуры (2650-2670 млн. лет). Видимому, эти данные отражают позднеархейский этап формирования зрелой континентальной коры в пределах Кольского блока и Кейвской структуры, заложенной на его фундаменте.

Исследования выполнены в рамках программы ОНЗ РАН № 4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского п-ова. Л.: Наука, 1976. 224 с.
2. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб: Наука, 2004. 174 с.
3. Nitkina E.A., Apanasevich E.A., Bayanova T.B. Geochronological evidence of the complex nature of the Archean Kanozero alkaline granites, Baltic Shield (Russia) / Goldschmidt Conference, 2004. Abs. Vol., P. A720.

**ВОЗРАСТА И СОСТАВЫ РАСПЛАВНЫХ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ
КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ГЕНЕЗИСА ЦИРКОНА И ВОЗРАСТА ПРОТОЛИТОВ
АРХЕЙСКИХ МЕТАВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД**

Чупин В.П.^{1,2}, Ветрин В.Р.³, Сергеев С.А.⁴, Бережная Н.Г.⁴, Родионов Н.В.⁴

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, chupin@igm.nsc.ru

² Новосибирский государственный университет

³ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

⁴ Центр изотопных исследований, ВСЕГЕИ, С-Петербург

**AGES AND COMPOSITIONS OF MELT/FLUID INCLUSIONS AS AN EVIDENCE OF ORIGIN OF
ZIRCON AND AGE OF PROTOLITHS OF ARCHEAN METAVOLCANIC ROCKS**

Chupin V.P.^{1,2}, Vetrin V.R.³, Sergeev S.A.⁴, Berezhnaya N.G.⁴, and Rodionov N.V.⁴

¹ Institute of Geology and Mineralogy SD RAS, Novosibirsk

² Novosibirsk State University

³ Geological Institute KSC RAS, Apatity

⁴ Center of Isotopic Research, VSEGEI, St. Petersburg

Введение. Стекловатые или полностью раскристаллизованные расплавные включения в ядрах кристаллов циркона из архейских ортогнейсов дают прямую информацию о составах исходных магм и вулканическом или плутоническом происхождении протолитов этих гнейсов [1, 4]. При датировании циркона из вулкаников очень важным является идентификация их возрастов в качестве вулканических, унаследованных или пониженных в результате потерь свинца [5]. В представленной работе мы показали, что магматические ядра кристаллов циркона из архейских метавулкаников кристаллизовались в значительном интервале времени, и возраст протолитов этих пород соответствует наиболее молодым возрастам ядер циркона. Эти данные получены при изучении возраста и генезиса циркона из метавулканических тоналит-трондьемитовых гнейсов (ТТГ) архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины, расположенной в северной части палеопротерозойской Печенгской рифтогенной структуры, Балтийский щит.

Подходы и методы. Для получения информации о происхождении циркона мы впервые использовали данные о составах (фазовом и химическом) и возрастах (времени захвата) первичных расплавных и флюидных включений в цирконе [3]. Фаза стекла в расплавных включениях идентифицировалась оптическими, термометрическими и Раман-спектроскопическими методами. Химические составы расплавных включений определялись на электронных микрозондах «САМЕВАХ MICRO» и «JEOL JXA-8100» в ИГМ СО РАН, Новосибирск. Время захвата включений устанавливалось по результатам датирования вмещающего циркона с помощью ионного микрозонда SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ, г. С-Петербург. Результаты изучения включений вместе с морфологическими, катодолюминесцентными, геохимическими и изотопно-геохимическими исследованиями позволили выделить генетические типы и генерации циркона.

Результаты. Первичные расплавные включения (с фазой стекла) встречаются в ядрах призматических цирконов и отсутствуют в их метаморфических оболочках. Расплавные включения во внутренних частях ядер кристаллов имеют плагиориодацит-плагиориолитовые составы, тогда как включения во внешних частях ядер отвечают плагиориолитовым и риолитовым составам (рис., табл.). Во внутренних частях ядер кристаллов (обр. 26) наряду с расплавными включениями присутствуют и сингенетичные включения жидкой CO_2 , что предполагает кристаллизацию ранних цирконов в глубинных магматических очагах [2]. Древние конкордантные $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ значения возраста ядер циркона располагаются в пределах непрерывных интервалов времени от 2887 до 2812 млн. лет для ТТГ восьмой толщи (обр. 26 с глубины 10780 м) и от 2883 до 2820 млн. лет для ТТГ десятой толщи (обр. 90 с глубины 12020 м). Судя по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастам, расплавные включения плагиориодацит-плагиориолитовых составов захватывались практически во всем интервале времени кристаллизации ядер циркона, а включения риолитовых составов – на заключительной стадии кристаллизации ядер (табл.). Для цирконов из обр. 26 установлено, что $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста (2877 ± 21 и 2856 ± 12 млн. лет) для двух кристаллов с включениями плотной CO_2 близки к возрасту ранних цирконов с плагиориодацит-плагиориолитовыми включениями.

Обсуждение и выводы. Полученные данные показывают, что ядра неархейских кристаллов циркона из ТТГ Кольской сверхглубокой скважины являются реликтивно-магматическими цирконами вулка-

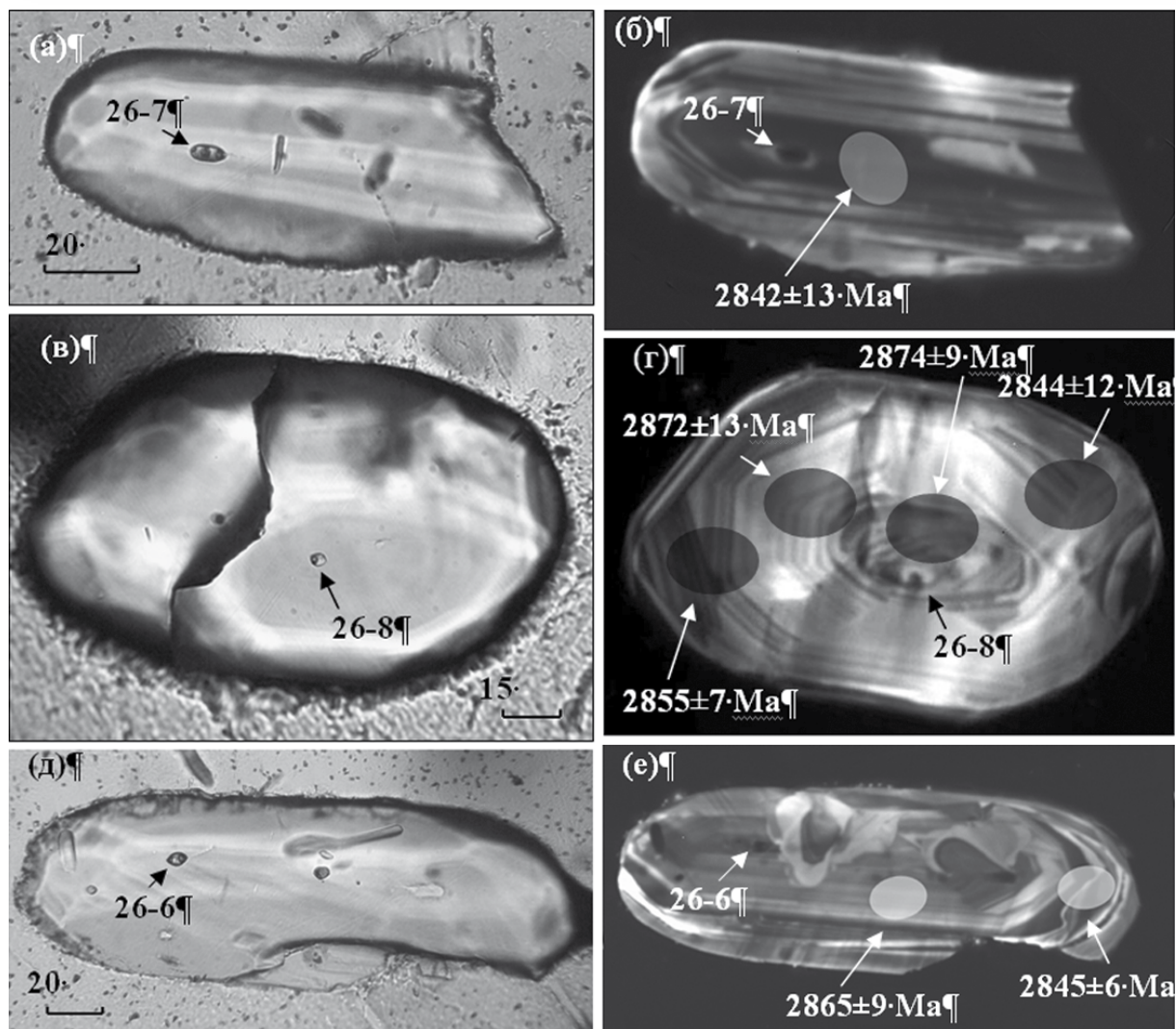


Рис. Призматические кристаллы циркона из обр. 26 с расплавленными включениями плагиориодацит-плагиориолитового состава. Цифры рядом с включениями (26-6, 26-7, 26-8) соответствуют номерам анализов в таблице. Овал – анализируемая область циркона на ионном микрозонде. (а, в, д) – фото кристаллов в проходящем свете; (б, г, е) – катодолуминесцентные снимки тех же кристаллов.

нических протолитов гнейсов. Оболочки призматических кристаллов и сложноограненные изометричные зерна циркона были образованы при метаморфизме протолитов. Среди реликтово-магматических ядер циркона выделены ранняя глубинная генерация (цирконы с расплавленными включениями плагиориодацит-плагиориолитовых составов и сингенетичными включениями плотной CO_2) и более поздняя генерация вулканических цирконов (с плагиориолитовыми и риолитовыми включениями). Цирконы ранней генерации, по-видимому, образовались в глубинных магматических очагах при частичной раскристаллизации плагиориодацит-плагиориолитовых магм в значительном интервале времени, составлявшем 60-70 млн. лет для цирконов из десятой и восьмой толщ. Предполагается, что при извержении и быстрой кристаллизации плагиориолитовых магм формировались остаточные риолитовые расплавы. Последние захватывались как включения в краевых частях ядер кристаллов на финальной стадии кристаллизации вулканических цирконов около 2830 млн. лет тому назад для протолитов ТТГ десятой толщи и около 2810 млн. лет тому назад для протолитов ТТГ восьмой толщи.

Датировки оболочек призматических цирконов, а также сложноограненных изометрических зерен циркона позволили выделить два эпизода проявления процессов неархейского метаморфизма с возрастaми 2770-2750 и 2700-2670 млн. лет.

Заключение. «In-situ» датирование цирконов (и их магматических включений) из неархейских метавулканитов Кольской сверхглубокой скважины показало, что значения возраста протолитов этих пород соответствуют наиболее молодым возрастaм ядер реликтово-магматического циркона. Возраст циркона

ранней глубинной генерации может быть существенно (более чем на 70 млн. лет) древнее возраста циркона вулканического происхождения.

Таблица. Химические составы (мас. %) и время захвата расплавных включений в цирконе из тоналит-трондьемитовых гнейсов десятой (обр. 90 с глубины 12020 м, обр. 43 с глубины 11778 м) и восьмой (обр. 26 с глубины 10780 м) толщ Кольской сверхглубокой скважины.

| Inclusion no. | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Cl | F | Total | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age, Ma |
|----------------|------------------|------------------|--------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------------|------------------|-------------|-------------|--------------|--|
| 26-8 c | 74.59 | 0 | 13.74 | 0.55 | 0 | 1.85 | 3.83 | 1.02 | 0 | n.a | 95.58 | 2874±9 |
| 26-6 c | 72.81 | 0.17 | 13.68 | 0.1 | 0.02 | 1.84 | 5.12 | 2.28 | 0.01 | n.a» | 96.03 | ≥2865±9 |
| 26-7 c | 73.39 | 0.10 | 14.04 | 0.29 | 0.08 | 1.48 | 4.74 | 1.71 | 0 | n.a | 95.83 | 2842±13 |
| 26-4 c | 72.64 | 0.07 | 14.58 | 0.12 | 0.03 | 1.39 | 4.89 | 2.46 | 0 | n.a | 96.18 | n.a |
| 26-11 i | 77.07 | 0.03 | 8.98 | 0.01 | 0.02 | 0.73 | 2.85 | 2.72 | 0 | n.a | 92.41 | <2853±8 |
| 26-10 e | 75.18 | 0 | 12.73 | 0.24 | 0 | 1.56 | 3.32 | 2.78 | 0 | n.a | 95.81 | ≥2812±11 |
| 26-12 e | 73.31 | 0 | 13.77 | 0.19 | 0 | 1.55 | 2.69 | 3.77 | 0 | 0 | 95.28 | n.a |
| 26-9 e | 72.03 | 0.02 | 15.53 | 0.14 | 0.01 | 1.23 | 3.43 | 3.37 | 0 | 0 | 95.76 | n.a |
| 43-9 c | 73.78 | 0.04 | 14.13 | 0.01 | 0.02 | 1.34 | 2.90 | 1.94 | 0.05 | 0.20 | 94.41 | 2854±5 |
| 43-9 i | 76.88 | 0.09 | 11.83 | 0.11 | 0.02 | 1.33 | 1.73 | 1.93 | 0.07 | n.a | 93.99 | ≤2854±5 |
| 43-1 e | 74.39 | 0.06 | 12.30 | 0.02 | 0.01 | 1.26 | 3.25 | 3.33 | 0.03 | n.a | 94.65 | <2842±7 |
| 43-5 i | 69.03 | 0.78 | 13.09 | 0.29 | 1.66 | 1.96 | 4.37 | 3.33 | 0.07 | 0.26 | 94.84 | 2826±11 |
| 90-1 c | 77.72 | 0.19 | 10.91 | 0.14 | 0.03 | 2.77 | 2.31 | 1.91 | 0.11 | n.a | 96.09 | ≤2872±15 |
| 90-11 c | 73.97 | 0.01 | 15.13 | 0.13 | 0.04 | 1.25 | 3.08 | 2.10 | 0.03 | 0.14 | 95.88 | ≤2850±10 |
| 90-11 e* | 72.71 | 0 | 14.93 | 0.07 | 0 | 1.07 | 8.12 | 2.61 | 0 | 0.16 | 99.67 | 2823±14 |
| 90-3 i | 75.55 | 0.11 | 12.14 | 0.17 | 0.24 | 1.44 | 3.69 | 2.84 | 0.07 | n.a | 96.25 | ≤2849±6 |
| 90-10 e | 72.72 | 0.05 | 14.18 | 0.87 | 0.05 | 2.19 | 3.61 | 2.16 | 0.03 | 0.17 | 96.03 | ≤2833±6 |
| 90-7 i | 70.66 | 0.10 | 13.50 | 0 | 0 | 1.54 | 5.68 | 4.35 | 0.03 | 0.26 | 95.62 | ≤2834±7 |
| 90-6 i | 74.82 | 0.00 | 13.04 | 0.06 | 0.00 | 1.17 | 1.74 | 3.83 | 0.39 | 0.05 | 95.10 | ≥2827±8 |

Примечания. Жирным шрифтом выделены расплавные включения плагиориодацит-плагиориолитового состава. n.a – не анализировалось; c, i, e – расположение включений в центральной, промежуточной и краевой частях ядер кристаллов; * – агрегат микрокристалликов альбита и калиевого полевого шпата

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Чупин В.П., Чупин С.В., Поспелова Л.Н. и др. Расплавные включения в цирконе из архейских гнейсов как показатель происхождения протолитов и состава древнейших магм // Докл. АН. 1994. Т. 338. № 6. С. 806-810.
2. Чупин В.П., Ветрин В.Р. Расплавные и флюидные включения в цирконе и породообразующих минералах из плагиогнейсов архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины (Балтийский щит) // Геохимия. 2005. № 2. С. 1-7.
3. Чупин В.П., Ветрин В.Р., Родионов Н.В. и др. Состав расплавных включений и возраст цирконов из плагиогнейсов архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины (Балтийский щит) // Докл. АН. 2006. Т. 406. № 4. С. 533-537.
4. Chupin S.V., Chupin V.P., Barton J.M. *et al.* Archean melt inclusions in zircon from quartzite and granitic orthogneiss from South Africa: magma compositions and probable sources of protoliths // Eur. J. Mineral. 1998. № 6. V. 10. P. 1241-1251.
5. Compston W., Williams I.S., and Jenkins R.J.F. Time-scale points using SHRIMP, mixture modeling and the SL13 standard // 4th SHRIMP Workshop. Abstract volume. June 29-July 4, 2008, St-Petersburg, Russia. St. Petersburg. VSEGEI Press, 2008. P. 37-39.

**МОНЧЕГОРСКИЙ РАССЛОЕННЫЙ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫЙ КОМПЛЕКС
В КОЛЬСКОМ РЕГИОНЕ: ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ**

Шарков Е.В., Чистяков А.В.

ИГЕМ РАН, Москва, sharkov@igem.ru

**MONCHEGORSKY LAYERED MAFIC-ULTRAMAFIC COMPLEX IN KOLA REGION:
GEOLOGY, PETROLOGY AND METALLOGENY**

Sharkov E.V., Chistuakov A.V.

IGEM RAS, Moscow, sharkov@igem.ru

Abstract. Monchegorsky complex is one of the largest layered mafic-ultramafic intrusions on the Fennoscandian Shield and one of the largest ore cluster with Cu-Ni-PGE and Cr ore deposits in Russian Arctica. 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, brozite, norite, gabbro-norite and gabbro-anorthosite in different proportions. Sulfide Cu-Ni-(PGE) deposits are linked with the earliest intrusion - Monchegorsky pluton whereas modest PGE mineralization occurred in rocks of its second intrusive phase, located in its southern frame. Primary orthomagmatic ore mineralization represented mainly by Cu-Fe-Ni sulfides as well as sulfides, bismutides and tellurides of Pd and Pt. Economic chromite deposit (Sopcheozerskoe) is located in the Dunite lens in the western Monchepluton, however, this lens may be part of the Main Ridge Massif.

In the middle Paleoproterozoic (2.0-1.9 Ga) the complex was got in zone of Central-Kola Fault where affected in processes of tectono-magmatic reworking; as a result, it is represented now by collage of tectonic blocks, sheared and metamorphosed along contacts. Monchegorsky pluton with its ore deposits is the better survived and only its southern frame was involved in tectono-metamorphic processes. Economic epigenetic low-sulfur PGE deposits are located here, ore mineralization, along with tellurides and bismutides Pd and Pt, often represented by arsenides, stannides, antimonides, selenides Pd and Pt. We suggest that their origin was considered with such reworking led to appearance of lens-like ore bodies with diffusive contacts.

Введение. Классический раннепалеопротерозойский Мончегорский расслоенный мафит-ультрамафитовый комплекс (МК), один из крупнейших рудных узлов Российской Арктики, расположен в центре Кольского п-ова. Его изучение связано с именами А.Е. Ферсмана, Н.А. Елисеева, Е.К. Козлова, В.В. Шолохнева, В.Ф. Смолькина, Ф.П. Митрофанова и многих других исследователей, и по степени изученности он лидирует в отечественной литературе по расслоенным интрузивам [1, 4, 6, 8 и библиография в них]. Однако, несмотря на большое количество публикаций, многие вопросы его строения, петрологии и металлогении остаются весьма дискуссионными. Поэтому целью данного сообщения является обобщение накопленного к настоящему времени фактического материала, включая результаты наших многолетних исследований, и разработка современной модели его строения и металлогенических особенностей.

Геологическое строение. Комплекс общей площадью около 550 км² образован двумя крупными разновозрастными расслоенными интрузивами: Мончегорским плутоном (МП) ультраосновных и основных пород и преимущественно габброидным массивом Монче-Чуна-Волчьих-Лосевых тундр (Главного хребта, МГХ) с возрастом ~2.5 и ~2.46 млрд. лет соответственно [1, 4, 8 и библиография в них]. Оба интрузива 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, особенно в его нижней зоне. Особенностью западной части МП является дунитовая линза с горизонтом хромититов, залегающая на ультрамафитах Сопчи и подстилаемая горизонтом неравномернозернистых габброноритов.

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 [4]. Таким образом, Мончегорский комплекс представлял собой долгоживущий магматический центр, развивавшийся на протяжении около 50 млн. лет; при этом массив Глав-

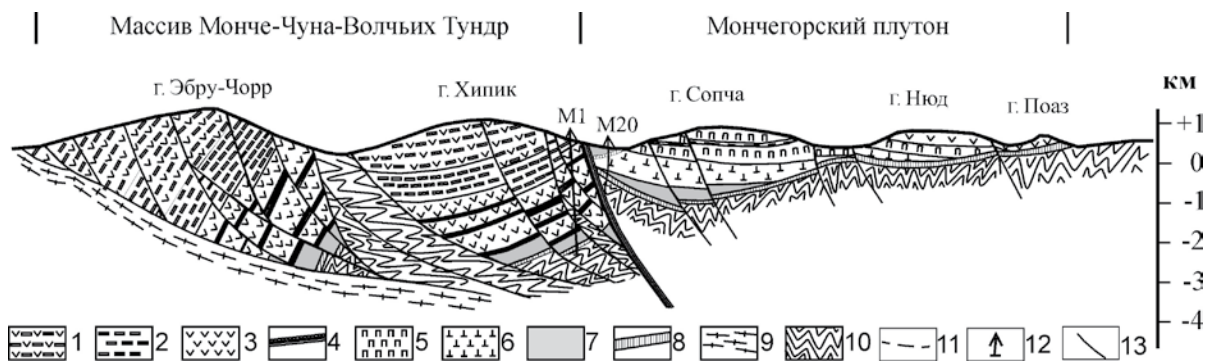


Рис. Субширотный разрез Мончетундровского комплекса. По Е.В. Шаркову [6].

1 – крупнозернистые массивные габбронорит-анортозиты (плагноклазовые кумулаты) с прослоями пижонитовых габброноритов; 2 – трахитоидные габбронорит-анортозиты (P1 кумулаты); 3 – нерасчлененные нориты (Orx+P1 кумулаты) и габбронориты (Orx+Сrx+P1 кумулаты); 4 – зоны ритмичного переслаивания базитовых и ультрабазитовых кумулатов, включая дуниты; 5 – преимущественно бронзититы (Orx кумулаты); 6 – зона ритмичного переслаивания Ol+Cht, Ol+Orx±Cht и Orx кумулатов в Мончегорском плутоне; 7 – оливин-хромитовые кумулаты (дуниты); 8 – краевые эндоконтактные зоны интрузивов; 9 – архейские гнейсы и мигматиты Лотгинского блока; 10 – архейские диорито-гнейсы и глиноземистые кристаллические сланцы кольской серии, Центрально-Кольский блок; 11 – Рудный пласт Сопчи; 12 – положение структурных скважин.

ного хребта, по-видимому, пересекал Мончегорский плутон, и дунитовая линза в его западной части является фрагментом его нижней зоны.

В середине палеопротерозоя (2.0-1.9 млрд. лет назад) комплекс попал в зону регионального Центрально-Кольского разлома и в настоящее время представляет собой коллаж из тектонических блоков, рассланцованных и метаморфизованных по краям [7, 8]. Интенсивность структурно-метаморфической переработки пород уменьшается с запада на восток, от фронтальной к тыловой части зоны разлома; собственно Мончегорский плутон затронут деформациями и наложенным метаморфизмом в наименьшей степени, главным образом, в своем южном обрамлении. Здесь вдоль границы с палеопротерозойским Имандра-Варзугским рифтом развит пояс сильно измененных расслоенных мафит-ультрамафитовых пород (участки предгорий горы Вуручайвенч, Морошкового озера и Южной Сопчи). Эти участки имеют двухчленный характер разреза: внизу – метаморфизованные образования собственно Мончеплутона, а сверху – своеобразный комплекс линзовидно-расслоенных такситовых пород с автономной по отношению к плутону структурой и богатым платинометальным (ЭПГ) оруденением; он выделен нами в качестве второй фазы Мончеплутона. Мы полагаем, что изменение этих пород связано с надвиганием супракрустальных образований Имандра-Варзугского рифта на Мончеплутон, сопровождавшимся их совместным рассланцеванием и метаморфизмом в условиях зеленосланцевой фации.

Рудная минерализация. Интрузивы Мончегорского комплекса, хотя и близки по типу кумулатов и произошли за счет сходных расплавов КВМС, существенно различаются характером рудной минерализации – с Мончегорским плутоном связаны промышленные месторождения Cu-Ni сульфидов, сопровождаемые ЭПГ-минерализацией, а для массива Главного хребта типична только последняя.

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 [6].

Сингенетическая рудная минерализация в практически неизменном Мончегорском плутоне подразделяется на два типа. Первый имеет четкую стратиграфическую привязку: к его Донной зоне приурочена Cu-Ni сульфидная прожилково-вкрапленная и шпировая 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. Второй тип представлен рифом Рудный Пласт Сопчи с интерстициальным вкрапленным сульфидным Cu-Ni-ЭПГ оруденением, расположенном в средней части Пироксенитовой зоны. Первично-магматические минералы платиновых металлов (МПМ) представлены преимущественно сульфидами, теллуридами и висмутидами Pd и Pt.

Богатая эпигенетическая малосульфидная ЭПГ-минерализация встречается в измененных в условиях зеленосланцевой фации породах южного обрамления Мончеплутона (участки предгорий горы Вуручайвенч, Морошкового озера, юга Сопчи и зона сочленения плутона и Мончетундровской части массива

Главного хребта); в отличие от сингенетической, среди МПМ здесь широким развитием пользуются арсениды, станииды, антимониды и селениды; повсеместно присутствуют также Au и Ag. [2, 3, 5]. Рудные тела здесь имеют линзовидную форму и диффузные контакты, а их морфология не всегда согласуется с первичной стратификацией; в отличие от рифов в неизменных магматических породах, они характеризуются постепенным, а не резким уменьшением концентраций, так что границы рудных тел определяются в зависимости от бортовых содержаний благородных металлов [3]. Рудное вещество в породах южного обрамления Мончеплутона, перед тем, как попало в переработку в среднем палеопротерозое, по-видимому, представляло собой сульфидную вкрапленность в обогащенных ЭПГ породах второй фазы МП.

Условия зеленосланцевой фации по своим параметрам (300-500 °С) близки к условиям мезотермальных гидротермальных процессов, а присутствие среди вторичных минералов Cl-содержащих разновидностей свидетельствует о том, что через эти породы просачивались рассолы. Согласно экспериментальным данным, такие условия весьма благоприятны для регенерации, мобилизации и переотложения Pd, Pt, Au, и Ag хлор-содержащими растворами, возможно, морской воды, поступавшей сверху по трещинам и разломам из существовавшего тогда в рифте морского бассейна [8].

Таким образом, мы полагаем, что, что понижение роли сульфидов в рудопроявлениях произошло процессе метаморфизма и было связано с удалением из них серы в форме растворимого в воде SO₂; тогда же имела место ремобилизация и частичное переотложение Pd и Pt с обогащением отдельных участков вплоть до промышленных концентраций. Иными словами, промышленная сингенетическая сульфидная Cu-Ni минерализация связана с неизменными породами, а промышленная малосульфидная ЭПГ-минерализация – с сильно измененными разновидностями.

С таких позиций Мончегорский рудный кластер может являться представительным примером совмещения как неизменных первично-магматических месторождений, так и месторождений, образовавшихся в результате их переработки, которые заметно отличаются от первичных как по строению, так и составу. Сравнительное изучение таких месторождений открывает новые перспективы для понимания рудообразующих процессов в аналогичных ситуациях.

Выводы. Минерализация Мончегорского рудного узла связана с двумя различными эпизодами, разделенными 500 млн. лет покоя:

1. Формирование в интервале 2.5-2.46 млрд. лет назад двух крупных разновозрастных мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузивов Мончегорского комплекса, происшедших из расплавов кремнеземистой высоко-Mg серии. Экономическое сульфидное Cu-Ni оруденение с подчиненной ЭПГ минерализацией связано с ранним интрузивом – Мончегорским плутоном, в то время как ЭПГ минерализация связана преимущественно с его второй интрузивной фазой, локализованной в его южном обрамлении. Первично-магматическая минерализация представлена главным образом Cu-Fe-Ni сульфидами, а также висмутидами и теллуридами Pd и Pt.

2. Тектоно-метаморфическая переработка пород южного обрамления Мончегорского плутона, случившаяся 2.0-1.9 млрд. лет назад, привела к формированию промышленного эпигенетического малосульфидного ЭПГ оруденения с широким развитием арсенидов, станиидов, антимонидов и селенидов Pd и Pt. Процесс сопровождался перераспределением ЭПГ с появлением линзовидных рудных тел с диффузными контактами.

Благодарности. Авторы благодарят Т.Л. Гроховскую (ИГЕМ РАН), В.Ф. Смолькина (Геологический музей им. В.И. Вернадского) и В.В. Кнауфа за полезные дискуссии.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 11-05-00695а

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Митрофанов Ф.П. и др. Мончетундровский базитовый массив Кольского региона: новые геологические и изотопно-возрастные данные // Докл. АН. 2010. № 2. Т. 431. С. 216-222.
2. Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шолохнев В.В. и др. Рудная платинометальная минерализация в Мончегорском магматическом комплексе (Кольский п-ов, Россия) // Геология рудн. месторождений. 2003. № 4. Т. 45. С. 329-352.
3. 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>.
4. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение (под ред. Ф.П. Митрофанова и В.Ф. Смолькина). Апатиты: КНЦ РАН, 2004. 354 с.

5. Рундквист Т.В., Припачкин П.В. К вопросу о геологическом строении и платиноносности восточной части Мончегорского плутона, Кольский п-ов // Руды и металлы. 2009. № 4. С.15-24.
6. Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный Мир, 2006. 364 с.
7. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Беляцкий В.Б. и др. Время формирования Мончетундровского разлома (Кольский п-ов) по данным Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систематик метаморфических парагенезисов // Геохимия. 2006. № 4. С. 355-364.
8. Sharkov E.V., Chistyakov A.V. The Early Paleoproterozoic Monchegorsk Layered Mafite-Ultramafite Massif in the Kola Peninsula: Geology, Petrology and Ore Potential // Petrology. 2012. № 7. V. 20. P. 603-639.

ТЕКТОНИКА ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКИЙ КРАТОН – ЗАПАДНО-АРКТИЧЕСКАЯ ПЛАТФОРМА

Шипилов Э.В.

ПГИ КНЦ РАН, Мурманск, shipilov@pgi.ru

TECTONICS OF TRANSITION ZONE FROM EAST-EUROPEAN CRATON TO WESTERN-ARCTIC PLATFORM

Shipilov E.V.

PG I KSC RAS, Murmansk

В современном тектоническом плане рассматриваемый регион представляет собой сочленение Восточно-Европейского кратона и Западно-Арктической платформы, «разобренных» системой складчато-надвиговых дислокаций Канино-Тиманского пояса и его северо-западного продолжения (рис.). Тектоническая обособленность рассматриваемых платформ связана с заложением этих элементов на разновозрастном фундаменте, а также с характером преобладающих геодинамических режимов на определяющих этапах протерозойско-фанерозойской истории развития региона [1, 3, 5, 9, 10].

Восточно-Европейский кратон представлен своей крайней северо-восточной частью, в которую входят Балтийский щит и Северо-Кольская перикратонная область, на востоке граничащая с Мезенской синеклизой [2, 4, 7, 8]. Первый из них составлен Центрально-Кольским и Мурманским мегаблоками. Они разделяются Титовско-Поросозерской шовной зоной.

В структуре северной части Балтийского щита выделяются два главных блоковых элемента, имеющих СЗ-ЮВ простирание и продолжающихся с этим простиранием к юго-востоку под чехол Мезенской синеклизы. Это блоки (террейны) – Мурманский и Центрально-Кольский. Они образованы позднеархейскими комплексами пород с возрастом не более 2700-2930±52 млн. лет [10], в той или иной степени подвергшимся переработке в раннем протерозое. Титовско-Поросозерская шовная межблоковая зона, разделяющая эти элементы, представляет собой архейский зеленокаменный пояс. Возраст главного метаморфизма и гранитизации, за которым последовало внедрение основных интрузий, составляет около 2.55-2.45 млрд. лет.

Перикратонная область ограничена с юга сбросом разлома (линии) Карпинского. Ее северо-восточное ограничение, представляющее собой трансрегиональную границу платформ, выражено взбросо-сдвиговой зоной Тролльфиорд-Рыбачий-Кильдин (больше известной в литературе как разлом Тролльфиорд-Комагельв), продолжающейся к юго-востоку в виде Западно-Тиманского разлома. Мезенская синеклиза представлена клинообразным блоком - Понойским грабен-прогибом, лежащим в ее основании.

Западно-Арктическая платформа состоит из плит: Баренцевской (Свальбардской) и Тимано-Печорской. Тимано-Печорская плита, с верхнепротерозойским (байкальским) складчатым фундаментом, выступающим на поверхность в Канинском горсте. Примыкающая к ней с севера Баренцевская (Свальбардская) плита сформировалась на гетерогенном основании, в состав которого входят как блоки гренивильского фундамента, так и, не исключено, байкальского (в пределах узкой полосы пограничного с Тимано-Печорской плитой флексурно-сбросового пояса). В центральной части Южно-Баренцевской впадины фундамент глубоко переработан и, возможно, замещен корой переходного типа [4-6, 8, 9].

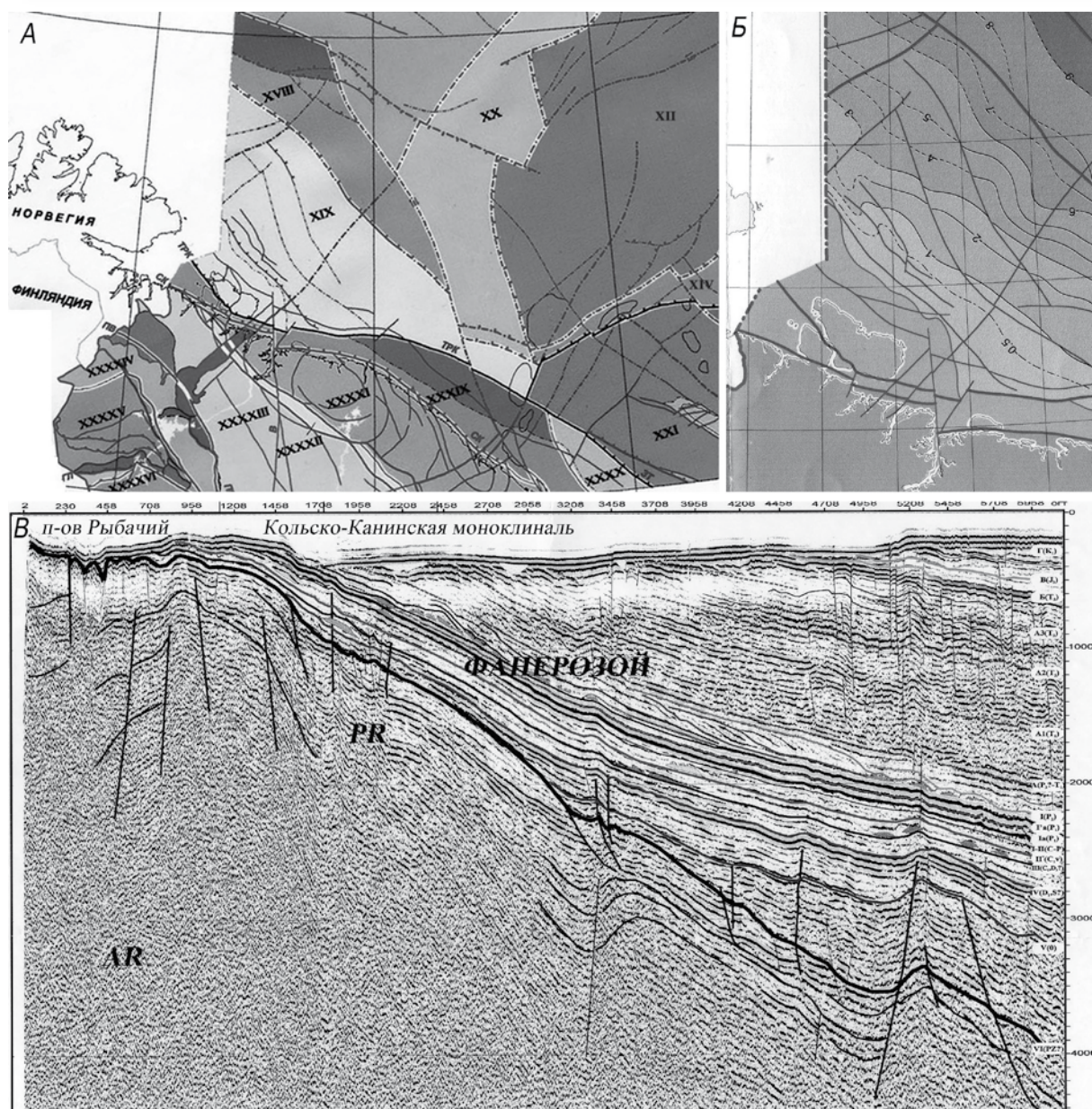


Рис. Структура зоны перехода Восточно-Европейский кратон – Западно-Арктическая платформа.

А – тектоническая схема [7], блоки земной коры: XII – Южно-Баренцевский, XIV – Мурманско-Куренцовский, XVIII – Нордкапско-Варангерский, XIX – Кольско-Финмаркенский, XX – Надеждинско-Тулумский, XXI – Канино-Северотиманский, XXXIX – Кильдинско-Святоносский, XXXX – Мезенский, XXXXI – Мурманский, XXXXII – Титовско-Поросозерская межблоковая зона, XXXXIII – Титовско-Поросозерская межблоковая зона; ТРК-3Т– линиямент Троллфиорд–Западно-Тиманский; разломы: В– Волшепахский сдвиг, СК– сброс Карпинского. Б – структурная схема по подошве палеозойско-мезозойского осадочного чехла [4, 8, 9], изогипси (км). В – сейсмический разрез [6] иллюстрирующий строение осадочного чехла и его субстрата к северу от п-ова Рыбачий.

Комплексы глубокометаморфизованных пород Мурманского блока в северном направлении погружаются под рифейский чехол, развитый на юге п-овов Варангер, Средний, Рыбачий и на о. Кильдин, образуя фундамент Северо-Кольской области перикратонного погружения. Мощность рифейских образований может достигать в пределах перикратонных ступеней (полуграбенов?) 2-5 км.

На севере Кольского п-ова граница между Балтийским щитом и перикратонной областью Восточно-Европейской платформы четко выражена тектонической ступенью и проводится по системе сбросов (разлому Карпинского). В этой зоне поверхность кристаллического архейского основания ступенчато погружается к северу и северо-востоку под покров позднепротерозойских (верхнерифейских и вендских (?)) осадочных образований), аналогичных комплексам Мезенской синеклизы и относимых к осадочному чехлу платформы.

Границей Восточно-Европейской платформы и Западно-Арктической платформы (Баренцевской плиты) служит зона линеамента Тролльфиорд-Рыбачий-Кильдин, которая проявлена взбросом на п-ове Рыбачий и отчетливо прослеживается в потенциальных полях в юго-восточном направлении, где переходит в Западно-Тиманский глубинный разлом. Продолжение зоны глубинного разлома – границы Тиманского кряжа и Мезенской синеклизы Восточно-Европейской платформы – в акваторию Баренцева моря до Мурманского побережья Кольского п-ова прослеживается между п-овами Средний и Рыбачий и далее на п-ове Варангер.

Таким образом, относительно узкая полоса развития рифейско-вендских (?) перикратонных комплексов чехла Восточно-Европейской платформы, обнажающихся на о. Кильдин, п-ове Средний и частично Рыбачий, ограниченная указанными системами разломов, в рамках карты получила название Кильдинско-Святоносская ступень. Архейский кристаллический фундамент прослежен по материалам ГСЗ на глубине 1-5 км как кровля «гранитно-метаморфического» слоя с граничными скоростями 6.1-6.2 км/с.

Мезенская синеклиза (фрагмент Русской плиты) на «Тектонической схеме» представлена Понойским грабенообразным прогибом. Мезенский бассейн занимает позицию на севере Русской плиты между Балтийским щитом и Канино-Тиманской грядой и в структурном плане осадочного чехла ему отвечает одноименная синеклиза, в основании которой развита рифтовая система. Восточную границу Мезенского бассейна большинство исследователей проводит вдоль Западно-Тиманской зоны разломов, ограничивающей, в свою очередь, с запада Канино-Тиманскую гряду.

Мезенский бассейн сформировался на пассивной окраине эпикарельского Восточно-Европейского кратона, что определило в целом его достаточно пассивный тектонический режим развития. По геотектонической принадлежности и формационному составу осадочного выполнения его относят к окраинно-плитному или перикратонному типу бассейнов. Основной объем его осадочного выполнения образован в рифейское время.

Тимано-Печорская плита возникла на месте обширной области байкальской складчатости, простиравшейся от Западно-Тиманского краевого шва на юго-западе до Байдарацкого глубинного разлома на северо-востоке.

На западе (юго-западе) граница Тимано-Печорской плиты проводится по глубинному Западно-Тиманскому шву, по которому байкальские комплексы ее основания надвинуты на карельский фундамент Восточно-Европейской платформы.

Что касается северного ограничения плиты, то им служит Мурманско-Куренцовская (Печоро-Баренцевская) флексурно-сбросовая зона. Единая в своей западной части, где ее суммарная амплитуда составляет 4-6 км, к востоку она разделяется на две расходящиеся ветви. Северная ветвь, с вертикальной составляющей 3-5 км, уходит на северо-восток. Южная ветвь (Южно-Баренцевская зона разломов), с вертикальной амплитудой 1.5-2.0 км, которая содержит и сдвиговую составляющую, простирается в направлении южной оконечности Новой Земли, где она частично маскируется надвиговыми структурами.

Тимано-Печорская плита в рамках изученного региона представлена, главным образом, ее подводным продолжением с соответствующими крупными структурами, ограниченными глубинными разломами.

На юге исследуемой площади Баренцевской плиты (в пределах Канино-Варангерского складчатого пояса рифеид) предполагается полоса байкальского фундамента – Кольско-Финмаркенский мегаблок. На северо-востоке расположен массив гренвильского фундамента – Центрально-Баренцевский мегаблок, включающий блоки дорифейской консолидации. В пределах Варяжского мегаблока, который сопрягается с Южно-Баренцевским, фундамент частично переработан.

Фундамент во впадине погружен до 18-20 км и местами мощность консолидированной коры не превышает 10 км. Скорей всего Южно-Баренцевская впадина образовалась в пограничной зоне Тимано-Печорской эпикарельской и Баренцевской (Свальбардской) плиты с гренвильским фундаментом. В этой зоне Свальбардская плита по глубоко залегающему сбросо-сдвигу юго-западного простирания приходит в соприкосновение с рифейско-вендскими комплексами байкалитид Тимано-Печорской плиты. На древнюю структуру Свальбардской плиты накладываются более поздние тектономагматические процессы, связанные с развитием, в частности, Восточно-Баренцевского трога и блоково-надвиговой киммерийской орогенной системы Пайхойско-Новоземельского пояса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Веселовский Р.В., Арзамасцев А.А. Признаки мезозойской эндогенной активности в северо-восточной части Фенноскандинавского щита // Докл. АН, 2011. № 6. Т. 438. С. 782-786.

2. Журавлев В.А., Шипилов Э.В. Строение бассейнов Беломорской рифтовой системы // *Океанология*. 2008. № 1. Т. 48. С. 123-131.
3. Ковальчук Е.А., Шипилов Э.В. Первые данные о строении и литологическом составе разреза отложений Кольского фиорда (залива) / Матер. междунауч. конф., посвященной 100-летию со дня рождения Д.Г. Панова (8-11 июня 2009 г., Ростов-на-Дону). Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2009. С. 157-160.
4. Тектоническая карта Баренцева моря и северной части европейской России М 1: 2500000. Объяснительная записка. Богацкий В.И., Богданов Н.А., Костюченко С.Л. и др. М.: Институт литосферы РАН, 1996. 94 с.
5. Шипилов Э.В. Тектоно-геодинамические обстановки формирования сверхглубоких бассейнов Баренцево-Карской континентальной окраины // Матер. XLV Тектонич. сов. М.: ГЕОС, 2013. С. 259-263.
6. Шипилов Э.В., Шкарубо С.И. Современные проблемы геологии и тектоники осадочных бассейнов Евразийско-Арктической континентальной окраины. Т. I. Литолого- и сейсмостратиграфические комплексы осадочных бассейнов Баренцево-Карского шельфа. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2010. 266 с.
7. Шипилов Э.В., Шкарубо С.И., Журавлев В.А. Глубинное строение и тектоника зоны сочленения Восточно-Европейского кратона (Балтийский щит) и Западно-Арктической платформы по комплексу геолого-геофизических данных // *Связь поверхностных структур земной коры с глубинными*. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2008. С. 356-358.
8. Шкарубо С.И., Шипилов Э.В. Тектоника Западно-Арктической платформы // *Разведка и охрана недр*. 2007. № 9. С. 32-37.
9. Bogolepov A.K., Zhuravlev V.A., Shipilov E.V. *et al.* Deep structure of the western sector of the Eurasian-Arctic continent-to-ocean transition zone // *International Geology Review*, 1992. 34:3. P. 240-249.
10. Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield) / Ed. F.P. Mitrofanov. Apatity: 1995. 145 p.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ МИНЕРАЛОВ АЗЕРБАЙДЖАНА

Эфендиева З.Дж.

Азербайджанская государственная нефтяная академия, Баку, efendi2005@rambler.ru

CERTAIN PHYSICAL PROPERTIES OF MINERALS AZERBAIJAN

Afandieva Z.Dj.

Azerbaijan Oil Academy

С началом эры космических полетов минералами стали называть и твердые составные части горных пород Луны. Большинство минералов выделяется в виде кристаллов, имеющих определенные формы. Слово «минерал» происходит от латинского слова (мина) – шахта.

Некоторые минералы были известны еще в Древней Греции. Однако научный способ их познания утвердился гораздо позже. Отцом минералогии по праву считают немецкого ученого Георга Агриколу. Известно более 3500 различных минералов. В большинстве это твердые кристаллические химические соединения. Наиболее распространенными по наименованию являются минералы класса силикатов (34%), окислы и гидроксиды (25%), сульфидные соединения и их аналоги (20%). На долю всех приходится около 21%.

Минералы могут образовываться по-разному. Такие широкие известные минералы, как полевой шпат, кварц и слюда, кристаллизуются из огненножидких расплавов и газов преимущественно в недрах Земли, реже – из лав, излившихся на земную поверхность. Некоторые минералы образуются из водных растворов или возникают при участии организмов, некоторые путем перекристаллизации уже существующих минералов под воздействием больших давлений и высоких температур. Большинство минералов имеет определенный химический состав. Входящие в них примеси хотя и способны влиять на физические свойства минералов или даже изменять их, но в химических формулах обычно не упоминаются.

При определении минералов весьма существенную роль играет форма их кристаллов. У минералов форма кристаллов в большинстве случаев развита не столь идеально, чтобы по ней можно было безошибочно отличить один минерал от другого, поэтому здесь нам помогают такие физические свойства минералов

Таблица 1. Физические свойства минералов Азербайджана.

| № | Месторождение | Минералы | Химическая формула | Удельный вес | Плотность | Твердость | Модуль Юнга | Коэффициент Пуассона | Коэффициент теплопроводности | Удельная теплоемкость | Температура превращений минералов |
|----|----------------------|----------|--|--------------|-----------|-----------|-------------|----------------------|------------------------------|-----------------------|-----------------------------------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| 2 | Диахчайское | Азурит | 2CuCO_3 $\text{Cu}(\text{OH})_2$ | 3.70 | 3.6-3.8 | 3.4-4.0 | — | — | — | — | 221(р) |
| 3 | Агдеринское | Аргентит | Ag_2S | 7.0-7.2 | 9.5-11. | 2.0-2.4 | 3.2-4.0 | 0.26-0.32 | — | 0.36 | 824(пл) |
| 4 | Парагачайское | Галенит | PbS | 7.4-7.5 | 7.1-7.4 | 2.4-2.9 | 7.0-8.2 | 0.26-0.30 | — | 0.22 | 1508-1550(пл) |
| 5 | Агюртское | Известь | CaO | 3.3-3.5 | — | — | — | — | 15.4-1.62 | 0.72-0.75 | 2570(пл) |
| 6 | Дамирлинское | Куприт | Cu_2O | 6.0-6.1 | 5.6-6.0 | 3.4-4.1 | — | — | 1.40 | 0.44-0.46 | 1222-1260(пл) |
| 7 | Агларинское | Лимонит | FeOOH | 3.4-4.1 | 3.4-4.0 | 1.0-4.0 | — | — | — | 0.92 | 174-192 (обв) |
| 8 | Кошгарчайское | Мусковит | $\text{KAl}_3(\text{OH},\text{F})_2$ [$\text{AlSi}_3\text{O}_{10}$] | 2.2-3.0 | 2.6-2.8 | 2.0-2.4 | 7.8-8.6 | 0.24-0.31 | 1.68 | 0.74 | 1260-1292 (пл) |
| 9 | Мисдагское | Пирит | FeS_2 | 4.8-5.0 | 5.0-5.1 | 6.0-6.4 | 26.8-29.4 | 0.16-0.20 | 2.2-3.7 | 0.50-0.53 | 1152(пл) |
| 10 | Парагачайское | Рутил | TiO_2 | 4.1-4.2 | 4.1-4.2 | 6.0-6.4 | 28.0 | 0.26-0.29 | 6.68-8.20 | 0.72-0.92 | 1822-1984(пл) |
| 11 | Гейдагское | Сфалерит | ZnS | 3.4-4.1 | 3.8-4.1 | 3.1-4.0 | 7.0-7.8 | 0.34-0.36 | 16.6-32.5 | 0.54 | 1652(пл) |
| 12 | Далидагское | Халкозин | Cu_2S | 5.6-6.2 | 5.4-5.6 | 2.4-3.1 | 2.80 | — | — | 0.52 | 1102(пл) |
| 13 | Парагачайское | Циркон | $\text{Zr}(\text{SiO}_4)$ | 5.4-5.7 | 4.0-4.6 | 7.2-4.6 | 19.0-19.8 | 0.22-0.24 | — | 0.53-0.57 | 2500-2600(пл) |
| 14 | Багырсакагское | Шеллит | CaWO_3 | 6.4-6.5 | 5.0-6.0 | 5.0-5.4 | — | — | — | 0.44 | 1304(пл) |
| 15 | Дамирлинское | Тенорит | CuO | 4.0-4.7 | 6.0-6.5 | 3.0-4.0 | — | — | 1.0 | 0.52 | 1150(пл) |
| 16 | Теймур-Учагандагское | Церуссит | PbCO_3 | 6.0 | 6.3-6.5 | 3.0-3.4 | — | — | — | 0.55 | 130-160 (р) |

ралов как цвет, блеск, спайность, твердость и плотность. Минералы можно распознавать по их внешним свойствам. Важными диагностическими свойствами минералов являются их цвет, удельный вес, плотность, твердость, спайность и др. Факторами, определяющими форму минерала, являются строение его кристаллической решетки и упаковка атомов, ионов или молекул. Если при одинаковом химическом составе сами атомы всегда идентичны, то их взаимное расположение может быть весьма различным. [1, 2].

Структура кристаллической решетки определяет не только форму кристаллов, но и их спайность. Внутренняя структура кристаллов определяет их физические свойства. В настоящее время в Азербайджане из магматических, метаморфических и осадочных пород различных месторождений было обнаружено и охарактеризовано более 400 минералов. Они составляют основу важнейших полезных ископаемых Азербайджана.

Однако физические свойства некоторых важных параметров минералов по сей день были изучены далеко недостаточно. В литературе отсутствуют такие важные параметры минералов, как коэффициент Пуассона, модуль Юнга, температура превращения и т.д.

В таблице приведены свойства наиболее часто встречающихся и наиболее изученных минералов. В основу составления таблиц был положен принцип наиболее полного представления данных по каждому из минералов, включая как - основные физические свойства.

При огромном народнохозяйственном значении разнообразных полезных ископаемых и минералов, добываемых и разрабатываемых по всей территории Азербайджанской Республики, необходимо иметь научно обоснованный кадастр минералов. Нами в течение ряда лет систематически изучаются редкие физические свойства минералов и полезных ископаемых для составления их кадастра по Азербайджанской Республике. Свойства минералов во многом определяют свойства горных пород. На основании данных о минеральном составе и структуре горных пород по физическим свойствам минералов с достаточной точностью оценить физические свойства пород. Данная заметка посвящена характеристике физических свойств рудных и сопутствующих их редких минералов, которые нами были отобраны и изучены в результате посвящена, некоторых известных рудных и частично нерудных месторождений Азербайджана. [3].

Результаты измерения физических свойств отобранных редких минералов иллюстрированы в таблице. В таблице даны физические свойства таких редких минералов Азербайджана, как аргентит, тенорит, рутил циркон, шеелит, что представляет большую информативную ценность. Кроме того, по всем изученным минералам Азербайджана были определены такие важные параметры, как коэффициент Пуассона, модуль Юнга, температура плавления, которые впервые иллюстрируются в минералогической литературе Азербайджана. Прежде всего, в таблице заслуживают внимание некоторые данные по теплофизическим свойствам рудных и редких минералов. В целом большинство минералов, слагающих горные породы, можно рассматривать как однофазные твердые системы, в которых решающее значение имеет решетчатая теплопроводность. В конечном итоге мы планируем создать кадастр физических свойств минералов и полезных ископаемых Азербайджана. Основное значение кадастра служит обширным справочным пособием по физическим свойствам, минералов для оперативного ознакомления с основными характеристиками полезных ископаемых месторождений Азербайджанской Республики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шуман В. Мир Камня. Горные породы и минералы. Т. 1 // М.: Мир, 1986. 263 с.
2. Минералы (справочник). Т. I-II. М.: Наука, 1972. 883 с.
3. Эфендиева З.Дж. Ювелирно-поделочные камни Азербайджана // Горный журнал. Москва. № 8. 2011. С. 73-77.

ВОЗРАСТ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ УДАЧНАЯ-ВОСТОЧНАЯ: НОВЫЕ ДАННЫЕ

Юдин Д.С., Томиленко А.А., Травин А.В., Агашев А.М.
ИГМ СО РАН, Новосибирск, dsyudin@gmail.com

THE AGE OF UDACHNAYA-EAST KIMBERLITE PIPE: NEW DATA

Yudin D.S., Tomilenko A.A., Travin A.V., Agashev A.M.
IGM SB RAS, Novosibirsk

Геохронологическому исследованию кимберлитов посвящено множество работ как в России, так и за её пределами [4, 13, 19]. В этих работах использовались: U/Pb метод датирования по перовскитам [6, 10, 14, 16, 28] и по цирконам [5, 9, 18, 26], (U-Th)/He метод по апатиту, титаниту, циркону, магнетиту и гранату [15, 26], Rb/Sr и Sm/Nd метод [1, 2], K-Ar метод [3], ⁴⁰Ar/³⁹Ar метод датирования ксенолитов и ксенокристов [11, 17, 23]; трековый метод [20] и другие. При этом возраст внедрения многих кимберлитовых трубок достоверно изотопными методами не определен [1, 7].

Каждый из используемых изотопных методов датирования имеет свои недостатки при исследовании кимберлитов. Так, при U/Pb датировании кимберлитов низкое содержание U в мантийных цирконах не позволяет обеспечить высокую точность датирования. Кроме того, некоторые кимберлитовые трубки не содержат циркона или содержат его разновозрастные генерации [25]. Возраст этих цирконов обычно значительно древнее реального возраста внедрения кимберлитового тела. В отличие от цирконов, U/Pb датирование перовскитов, позволяет оценивать возраст внедрения кимберлитового расплава [6, 10].

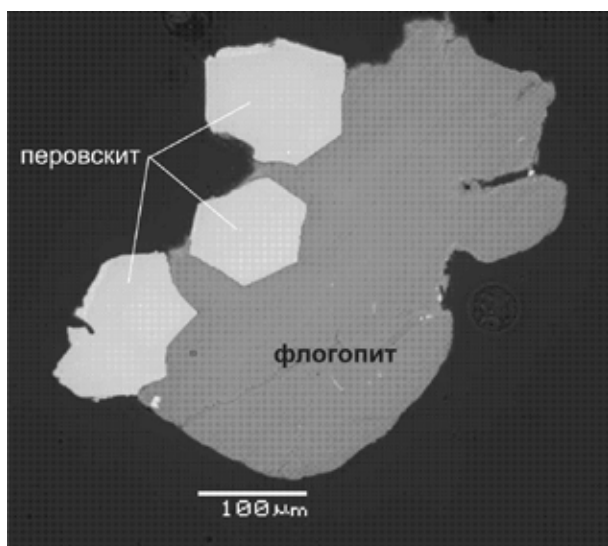


Рис. 1. Сросток фенокристалла флогопита и кристаллов перовскита из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная, Якутия. Фотография в отраженных электронах.

Результаты датирования возраста кимберлитов Rb/Sr методом, как и Sm/Nd методом, как правило, согласуются с данными, полученными другими изотопными методами, но имеют большую ошибку [1, 2]. Оценка времени внедрения кимберлитов трековым методом может существенно искажаться при воздействии наложенных тектонотермальных событий.

Настоящее исследование посвящено определению возраста внедрения кимберлитового расплава на примере кимберлитовой трубки Удачная-Восточная с использованием U/Pb и ⁴⁰Ar/³⁹Ar методов. Для решения поставленной задачи были отобраны минералы для изотопно-геохронологического исследования: фенокристаллы флогопита (⁴⁰Ar/³⁹Ar метод); перовскит, из сростков с фенокристаллами флогопита (U/Pb метод) (рис. 1). ⁴⁰Ar/³⁹Ar геохронологические исследования методом ступенчатого прогрева проводились по методике, описанной в [12]. U/Pb изотопные

отношения в перовските определены, в Токийском университете (Япония), методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой с использованием лазерной абляции (LA-ICP-MS) для точечного опробования. Диаметр луча при опробовании составлял 30 мкм.

В возрастном спектре, полученном по фенокристу флогопита (образец УВ 07-86), выделяется четкое плато с возрастом 365.9 ± 3.8 млн. лет. Логично предположить, что полученная датировка соответствует времени закрытия K/Ar изотопной системы флогопита при температуре порядка 430 °C [сводка – 22]. По включениям перовскита (7 определений) из сростков с фенокристами флогопита U/Pb методом получен согласующийся возраст (369 ± 5 млн. лет). В литературе нет данных об устойчивости U/Pb изотопной системы в перовските.

Тем не менее, по аналогии с данными о подвижности Pb в таких минералах как рутил, титанит [сводка – 22], можно предположить, что температура закрытия U/Pb системы в перовските должна быть не меньше 600 °C. На основании совпадения датировок двух изотопных систем с различающейся устойчивостью можно сделать следующие выводы: остывание породы после ее формирования произошло за период



Рис. 2. Возрастной $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектр для фенокрита флогопита из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная.

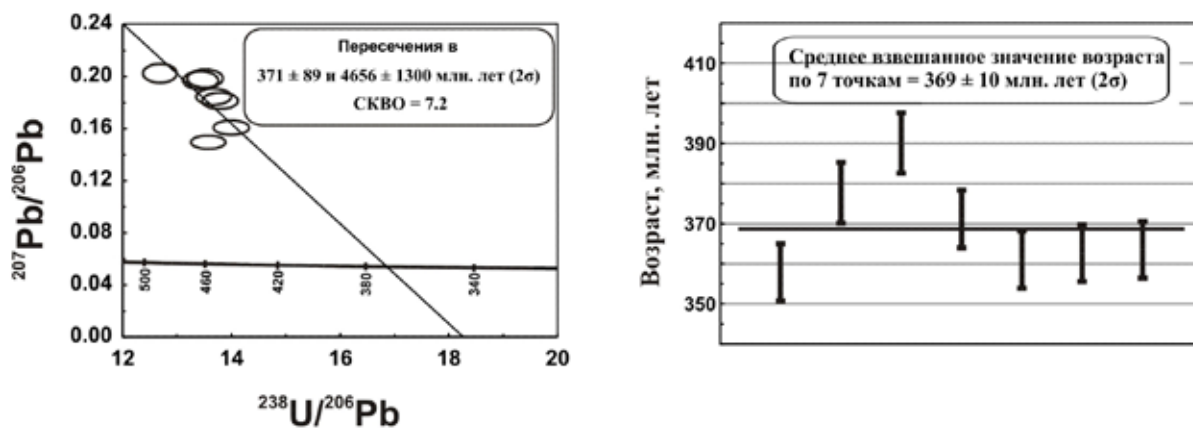


Рис. 3. Результаты U/Pb изотопного датирования перовскитов сростков с фенокристаллами флогопита из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная.

не более 3-5 млн лет (ошибка возраста), полученные датировки с хорошей степенью достоверности соответствуют времени формирования кимберлитовой породы.

Таким образом, в результате проведённых комплексных изотопно-геохронологических исследований удалось достоверно [21, 24, 25] определить возраст внедрения кимберлитовой трубки Удачная-Восточная.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 11-05-00144, 11-05-00758, 13-05-12056 ОФИ), ИП-22 и гранта Президента России МК-3495.2012.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агашев А.М., Похиленко Н.П. и др. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутской алмазоносной провинции // Докл. АН. 2004. № 1. Т. 399. С. 95-99.
2. Агашев А.М., Похиленко Н.П., Мальковец В.Г. и др. Sm/Nd изотопная система в мегакристаллах граната из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия) и проблема петрогенезиса кимберлитов // Докл. АН. 2006. № 6. Т. 407. С. 806-809.
3. Брахофельд Ф.Ф., Ковальский В.В. Возраст кимберлитовых тел Сибирской платформы // Сов. геология. 1978. № 4. С. 133-139.
4. Брахофельд Ф.Ф., Зайцев А.И., Шамшина Э.А. Возраст кимберлитовых магматитов – основа прогнозирования алмазоносности территорий // Отечественная геология. 1997. №9.
5. Дэвис Г.Л., Соболев Н.В., Харьков А.Д. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные урано-свинцовым методом по цирконам // Докл. АН. 1980. № 1. Т. 254. С. 175-179.
6. Кинни П.Д., Гриффин Б.Дж., Хеамэн Л.М. и др. Определение U-Pb возрастов перовскитов из якутских кимберлитов ионно-ионным масс-спектрометрическим (SHRIMP) методом // Геология и геофизика. 1997. № 1. Т. 38. С. 91-99.
7. Кривонос В.Ф. Относительный и абсолютный возраст кимберлитов // Отечеств. геология. 1997. № 1.

8. Шанин Л.Л. и др. Критерии надежности и возможные причины искажения радиологических датировок // Критерии надежности методов радиологического датирования. М.: Наука, 1979. 210 с.
9. Левченков О.А., Гайдамако И.М., Левский Л.К. и др. U-Pb возраст циркона из кимберлитовых трубок Мир и 325 лет Якутии // Докл. АН. 2005. № 2. Т. 400. С. 233-235.
10. Лепехина Е.Н., Ротман А.Я., Антонов А.В. и др. SIMS SHRIMP U-Pb датирование перовскитов из кимберлитов Верхнемунского поля Сибирской платформы // Тез. Всеросс. семинара. Геохимия магматических пород. Школы «Щелочной магматизм Земли». 2008.
11. Пирсон Д.Г., Келли С.П., Похиленко Н.П. и др. Определение возрастов флогопитов из Южноафриканских и Сибирских кимберлитов и их ксенолитов лазерным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом: моделирование возраста извержения, дегазации расплава и состава мантийных флюидов // Геология и геофизика. 1997. № 1. Т. 38. С. 100-111.
12. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г. и др. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181-1199.
13. Allsopp H.L. *et al.* A summary of radiometric dating methods applicable to kimberlites and related rocks // Geological Society of Australia Special Publication. 1986. Т. 14. 343-357.
14. Batumike J.M., Griffin W.L., Belousova E.A. *et al.* Shee S.R. LAM-ICPMS U-Pb dating of kimberlitic perovskite: Eocene-Oligocene kimberlites from the Kundelungu Plateau, D.R. Congo // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 267. P. 609-619.
15. Blackburn T.J., Stockli D.F., Carlson R.W. *et al.* (U-Th)/He dating of kimberlites—A case study from north-eastern Kansas // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 275. P. 111-120.
16. Cox R.A., Wilton D.H.C. U-Pb dating of perovskite by LA-ICP-MS: An example from the Oka carbonatite, Quebec, Canada // Chemical Geology. 2006. V. 235. P. 21-32.
17. Downes P.J., Wartho J.-A. and Griffin B.J. Magmatic Evolution and Ascent History of the Aries Micaceous Kimberlite, Central Kimberley Basin, Western Australia: Evidence from Zoned Phlogopite Phenocrysts, and UV Laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Analysis of Phlogopite-Biotite // Journal of Petrology. 2006. V. 47. № 9. P. 1751-1783.
18. Downes P.J., Griffin B.J., Griffin W.L. Mineral chemistry and zircon geochronology of xenocrysts and altered mantle and crustal xenoliths from the Aries micaceous kimberlite: Constraints on the composition and age of the central Kimberley Craton, Western Australia // Lithos. 2007. V. 93. P. 175-198.
19. Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V. *et al.* The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton // Tectonophysics. 1999. V. 310. P. 1-35.
20. Haggerty S.E., Raber E., Naeser C.W. Fission track dating of kimberlitic zircons // Earth and Planetary Science Letters. 1983. N. 1. V. 63. P. 41-50.
21. Harrison T.M., Leloup P.H., Ryerson F.J. *et al.* Diachronous initiation of transtention along the Ailao Shan-Red River shear zone, Yunnan and Vietnam // Tectonic evolution of Asia. Ed. An Yin and M. Harrison. Cambridge univ. press, 1996. P. 208-226.
22. Hodges K.V. // Treatise on Geochemistry. Oxford, UK: Elsevier, 2004. P. 263-292.
23. Hopp J., Trieloff M., Brey G.P. *et al.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -ages of phlogopite in mantle xenoliths from South African kimberlites: Evidence for metasomatic mantle impregnation during the Kibaran orogenic cycle // Lithos. 2008. V. 106. P. 351-364.
24. Kamber B.S., Buno G.G. The evolution of high T-low P granulites in the northern Marginal Zone sensu stricto, Limpopo Belt, Zimbabwe - The case for petrography // Schweiz. Mineral Petrogr. Mitt., 1995. V. 75. Iss. 3. P. 427-454.
25. Kinny P.D., Compston W., Bristow J.W. *et al.* Archaean mantle xenocrysts in a Permian kimberlite: Two generations of kimberlitic zircon in Jwaneng DK2, southern Botswana // Geol. Soc. Australia Special Publ. 14. 1989. V. 2. P. 833-842.
26. McInnes B.I.A., Evans N.J., McDonald B. J. *et al.* Zircon U-Th-Pb-He double dating of the Merlin kimberlite field, Northern Territory, Australia // Lithos. 2009. V. 112S. P. 592-599.
27. Roger F., Leloup P.H., Jolivet M. *et al.* Long and complex thermal history of the Song Chay metamorphic dome (Northern Vietnam) by multi-system geochronology // Tectonophysics. 2000. V. 321. Iss. 4. P. 449-466.
28. Wu F.Y., Yang Y.H., Mitchell R.H. *et al.* In situ U-Pb age determination and Nd isotopic analysis of perovskites from kimberlites in southern Africa and Somerset Island, Canada // Lithos. 2010. V. 115. P. 205-222.

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|---|-------|
| ПРЕДИСЛОВИЕ | 5 |
| Арзамасцев А.А., Фу-Ян Ву, Арзамасцева Л.В. ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ КОЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ: ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОГРАНИЧЕНИЯ | 6-8 |
| <i>Arzamastsev A.A., Fu-Yuan Wu, Arzamastseva L.V.</i> EVOLUTION OF THE PALEOZOIC MAGMATIC SERIES OF THE KOLA PROVINCE: GEOCHRONOLOGICAL AND GEOCHEMICAL CONSTRAINTS | 6-8 |
| Артеменко Г.В., Швайка И.А., Демедюк В.В., Довбуш Т.И. МИГМАТИТЫ БЕЛОЦЕРКОВСКОЙ СТРУКТУРЫ ЗАПАДНОГО ПРИАЗОВЬЯ | 9-12 |
| <i>Artemenko G.V., Shvaika I.A., Demedyk V.V., Dovbush T.I.</i> THE BELOTSEKOVKA STRUCTURES MIGMATITES, WEST-AZOVIAN AREA | 9-12 |
| Астафьев Б.Ю., Воинова О.А., Калинин А.А. СОСТАВ, ВОЗРАСТ И РУДОНОСНОСТЬ ФЛЮИДОНАСЫЩЕННЫХ ПОРОД РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА (НОВЫЕ ДАННЫЕ) | 12-13 |
| <i>Astafiev B.Yu., Voinova O.A., Kalinin A.A.</i> COMPOSITION, AGE, AND MINERALIZATION IN FLUID-RICH EARLY PRECAMBRIAN ROCKS IN THE EASTERN PART OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD (NEW DATA). | 12-13 |
| Балаганский В.В., Мудрук С.В. О ВОЗРАСТЕ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КОЛЛИЗИИ НА ЮГО-ВОСТОКЕ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА, БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ | 13-16 |
| <i>Balagansky V.V., Mudruk S.V.</i> ON THE AGE OF PALAEOPROTEROZOIC COLLISION IN THE SOUTHEASTERN KOLA REGION, BALTIC SHIELD. | 13-16 |
| Балаганский В.В., Мыскова Т.А., Скублов С.Г. О ВОЗРАСТЕ КИСЛЫХ МЕТАВУЛКАНИТОВ ЛЕБЯЖИНСКОЙ ТОЛЩИ АРХЕЯ, КОЛЬСКИЙ П-ОВ, БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ | 17-20 |
| <i>Balagansky V.V., Myskova T.A., Skublov S.G.</i> ON THE AGE OF FELSIC METAVOLCANITES OF THE ARCHAEOAN LEBYAZHKA SEQUENCE, KOLA REGION, BALTIC SHIELD | 17-20 |
| Балуев А.С. РОЛЬ ПРОЦЕССОВ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТИНГА В ЭВОЛЮЦИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА В НЕОГЕЕ | 20-23 |
| <i>Baluev A.S.</i> ROLE OF THE CONTINENTAL RIFTING IN THE EVOLUTION OF THE EAST BALTIC SHIELD IN NEOGEY | 20-23 |
| Баянова Т.Б., Морозова Л.Н., Федотов Ж.А., Нерович Л.И., Белоусова Е., Митрофанов Ф.П. ПРЕЦИЗИОННОЕ (ID-TIMS) U-Pb ДАТИРОВАНИЕ ЕДИНИЧНЫХ ЗЕРЕН ЦИРКОНА И БАДДЕЛЕЙТА ДЛЯ ЦЕЛЕЙ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА | 24-26 |
| <i>Bayanova T.B., Morozova L.N., Fedotov D.A., Nerovich L.I., Belousova E., Mitrofanov F.P.</i> PRECISE (ID-TIMS) U-Pb DATING SINGLE GRAINS ZIRCON AND BADDELEYITE FOR AIMS OF REGIONAL GEOLOGY OF THE BALTIC SHIELD | 24-26 |
| Богина М.М., Шарков Е.В., Злобин В.Л., Чистяков А.В. ВУЛКАНИТЫ КУЭТСЯРВИНСКОЙ СЕРИИ: ИСТОЧНИКИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ | 26-29 |
| <i>Bogina M.M., Sharkov E.V., Zlobin V.L., Chistyakov A.V.</i> VOLCANIC ROCKS OF THE KUETSJARVI GROUP: GEODYNAMIC SETTING AND SOURCES | 26-29 |
| Вазиров К.В., Малахов Ф.А. МЕТАМОРФИЗМ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД СУРЬМЯНО – РТУТНО – ЗОЛОТО – И СУРЬМУСОДЕРЖАЩИХ ОЛОВЯННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗЕРАВШАНО – ГИССАРСКОГО РУДНОГО ПОЯСА (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ) | 29-31 |

| | |
|---|-------|
| Vazirov K.V., Malakhov F.A. THE METAMORPHISM OF ORE-HOSTING ANTIMONY, MERCURY, GOLD AND ANTIMONY-BEARING TIN DEPOSITS OF THE ZARAFSHON – HISSOR ORE BELT (SOUTH TIEN-SHAN) | 29-31 |
| Виноградова Е.А., Альперович Е.В. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ КАЗАХСКОГО ЩИТА | 31-34 |
| Vinogradova E.A., Alperovich E.V. SOME FEATURES OF INTRUSIVE MAGMATISM AND METALLOGENY OF THE KAZAKH SHIELD | 31-34 |
| Глуховский М.З., Баянова Т.Б., Кузьмин М.И. ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ, СВЯЗАННЫЕ С МАСШТАБНЫМ АСТЕРОИДНЫМ УДАРОМ НА ПРИМЕРЕ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПСЕВДОТАХИЛИТОВ АНАБАРСКОГО ЩИТА | 35-38 |
| Glukhovskiy M.Z., Bayanova T.B., Kuz'min M.I. ROCK-FORMING PROCESSES RELATED TO POWERFUL ASTEROID IMPACT BY EXEMPLE OF PALEOPROTEROZOIC PSEUDOTACHILITES FROM THE ANABAR SHIELD | 35-38 |
| Geraldes M.C. and Nogueira C.C. GEOCHRONOLOGY OF RONDONIA TIN PROVINCE, SW AMAZONIAN CRATON: MAGMATIC PROCESSES AND TECTONIC SETTINGS | 38 |
| Докукина К.А., Конилов А.Н., Баянова Т.Б., Ван К.В. ПЕТРОЛОГИЯ И ВОЗРАСТ ГРАНАТ-КИАНИТОВЫХ КИСЛЫХ ЖИЛ В ЭКЛОГИТАХ САЛМЫ, БЕЛОМОРСКАЯ ЭКЛОГИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ | 39-40 |
| Dokukina K.A., Konilov A.N., Bayanova T.B., Van K.V. PETROLOGY AND AGE OF GARNET-KYANITE ACID VEINS IN SALMA ECLOGITES, BELOMORIAN ECLOGITE PROVINCE | 39-40 |
| Докукина К.А., Каулина Т.В., Баянова Т.Б., Конилов А.Н., Натапов Л.М., Белоусова Е.А., Ван К.В., Симакин С.Г., Лепехина Е.Н., Травин А.В. МЕЗОАРХЕЙСКАЯ-ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА (АССОЦИАЦИЯ ГРИДИНО) | 41-42 |
| Dokukina K.A., Kaulina T.V., Bayanova T.B., Konilov A.N., Natapov L.M., Belousova E.A., Van K.V., Simakin S.G., Lepekhina E.N., Travin A.V. ARCHAEOAN TO PALEOPROTEROZOIC HIGH-GRADE EVOLUTION OF THE BELOMORIAN ECLOGITE PROVINCE IN FENNOSCANDIAN SHIELD (GRIDINO AREA) | 41-42 |
| Егорова Ю.С. САЛУКИТОИДЫ КАРЕЛИИ: СОСТАВ, СТРОЕНИЕ, ИСТОЧНИКИ | 43-44 |
| Egorova Yu.S. KARELIAN SANUKITOIDS: COMPOSITION, STRUCTURE, SOURCES | 43-44 |
| Зинчук Н.Н. ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА НА ДРЕВНИХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ЩИТАХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ | 44-53 |
| Zinchuk N.N. ABOUT SPECIFIC FEATURES OF PALEOTECTONIC DEVELOPMENT AND KIMBERLITE MAGMATISM ON ANCIENT CRYSTALLINE SHIELDS OF THE SIBERIAN PLATFORM | 44-53 |
| Зинчук Н.Н. О ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ КИМБЕРЛИТОВ И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ПОРОД В РАЙОНАХ ВЛИЯНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ЩИТА | 53-59 |
| Zinchuk N.N. ABOUT PETROPHYSICAL CHARACTERISTIC OF KIMBERLITES AND THEIR COUNTRY ROCKS IN REGIONS OF CRYSTALLINE SHIELD INFLUENCE | 53-59 |

| | |
|---|-------|
| Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б. ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ГАББРОИДОВ ПОЗДНЕАРХЕЙСКОГО МАССИВА САХАРЬОК (КОЛЬСКИЙ П-ОВ) | 60-62 |
| <i>Zozulya D.R., Bayanova T.B.</i> AGE AND TECTONIC SETTING OF ALKALI GABBRO FROM THE LATE ARCHEAN SAKHARJOK MASSIF (KOLA PENINSULA) | 60-62 |
| Ильченко В.Л., Каулина Т.В. ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ФОРМИРОВАНИЯ УРАНОВЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ЛИЦЕВСКОГО РАЙОНА (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ) | 63-65 |
| <i>I'chenko V.L., Kaulina T.V.</i> GEOLOGY-STRUCTURAL PRECONDITIONS FOR URANIUM OCCURENCES OF THE LITSA DISTRICT (THE BALTIC SHIELD) | 63-65 |
| Калинин А.А., Баянова Т.Б., Лялина Л.М., Серов П.А. ГРАФИТ-МОЛИБДЕНОВОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ КИЧАНЫ В БЕЛОМОРСКОМ ПОЯСЕ | 66-69 |
| <i>Kalinin A.A., Bayanova T.B., Lyalina L.V., Serov P.A.</i> MOLYBDENITE-GRAPHITE MINERALIZATION IN THE KICHANY STRUCTURE, BELOMORIAN MOBILE BELT. | 66-69 |
| Калинин А.А., Баянова Т.Б., Лялина Л.М., Серов П.А., Елизаров Д.В. ПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТА ЮЖНО-ПЕЧЕНГСКОЙ СТРУКТУРНОЙ ЗОНЫ: НОВЫЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ | 69-71 |
| <i>Kalinin A.A., Bayanova T.B., Lyalina L.V., Serov P.A., Elizarov D.V.</i> GOLD OCCURENCES IN THE SOUTHERN PECHENGA BELT: NEW ISOTOPE GEOCHEMICAL DATA | 69-71 |
| Калинин А.А., Каулина Т.В., Серов П.А. ВОЗРАСТ УРАНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ САЛЛА-ПАНА-КУОЛАЯРВИНСКОЙ ЗОНЫ (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ) | 72-74 |
| <i>Kalinin A.A., Kaulina T.V., Serov P.A.</i> AGE OF URANIUM MINERALIZATION IN THE SALLA-PANA-KUOLAJARVI BELT (NORTHERN KARELIA). | 72-74 |
| Kozhoukharova E. PRECAMBRIAN METAMORPHOLITE ASSOCIATION IN THE RHODOPE MASSIF (BULGARIA) | 75 |
| Corfu F., Bergh S.G., Priyatkina N., Kullerud K., Myhre P.I. MULTIPLE LATE TO POST-OROGENIC 1750 TO 1560 MA PEGMATITE GENERATIONS IN THE ASTRIDAL METASUPRACRUSTAL BELT, WEST TROMS BASEMENT COMPLEX: A DISTAL EFFECT OF RAPA-KIVI-FORMING PROCESSES AND INTRACRATONIC DEFORMATION | 76 |
| Кудряшов Н.М., Лялина Л.М., Апанасевич Е.А. ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВАСИН-МЫЛК (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН): РЕЗУЛЬТАТЫ U-РЬ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ МИКРОЛИТА | 76-81 |
| <i>Kudryashov N.M., Lyalina L.M., Apanasevich E.A.</i> AGE OF THE VASIN-MYLK RARE METAL PEGMATITE DEPOSIT (KOLA REGION): U-RЬ GEOCHRONOLOGICAL MICROLITE STUDIES | 76-81 |
| Кунаккузин Е.Л., Борисенко Е.С., Серов П.А. НОВЫЕ Sm-Nd ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ ПОРОД ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МАССИВА МОНЧЕТУНДРА (КОЛЬСКИЙ П-ОВ) | 81-84 |
| <i>Kunakkuzin E.L., Borisenko E.S., Serov P.A.</i> NEW Sm-Nd ISOTOPE-GEOCHEMICAL DATA FOR THE ROCKS OF SOUTH-EASTERN PART OF THE MONCHETUNDRA MASSIVE (KOLA PENINSULA) | 81-84 |
| Лохов К.И., Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. ГЛИНОЗЕМИСТЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ УМБИНСКОГО БЛОКА ЛАПЛАНДСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА КАК ФРАГМЕНТ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ (ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ) | 84-87 |

| | |
|--|---------|
| Lokhov K.I., Glebovitsky V.A., Bushmin S.A. ALUMINOUS METAMORPHIC ROCKS OF THE UMBA BLOCK OF LAPLAND GRANULITE COMPLEX AS AN FRAGMENT OF ACCRETIONARY PRISM OF PALEOPROTHEROZOIC SUBDUCTION ZONE (ISOTOPIC EVIDENCES) | 84-87 |
| Макрыгина В.А., Антипин В.С., Толмачева Е.В., Баянова Т.Б. ВОЗМОЖНОСТИ ЛОКАЛЬНОГО U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ПО ЦИРКОНАМ И ИЗУЧЕНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ В НИХ ДЛЯ РАСШИФРОВКИ ИСТОРИИ СТАНОВЛЕНИЯ СИНКОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ (ОЛЬХОН-ХАМАРДАБАНСКИЙ ТЕРРЕЙН, ПРИБАЙКАЛЬЕ) | 87-90 |
| Makrygina V.A., Antipin V.S., Tolmacheva E.V., Bayanova T.B. THE POSSIBILITIES OF LOCAL U-Pb ZIRCON DATING AND STUDYING INCLUSIONS IN ZIRCONS FOR RECONSTRUCTION OF EMPLACEMENT HISTORY OF SYNCOLLISIONAL GRANITOIDS (OL'KHON – KHAMAR-DABAN TERRANE, LAKE BAIKAL) | 87-90 |
| Малахов Ф.А., Таджикибеков М.Т. ТИПОМОРФИЗМ МРАМОРНЫХ ОНИКСОВ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ | 90-91 |
| Malakhov F.A., Tojibekov M.T. TIPO MORFIZM OF MARBLE ONYXES FROM DEPOSITS OF SOUTH TIEN-SHAN | 90-91 |
| Малич К.Н., Баданина И.Ю., Романов А.П., Служеникин С.Ф. ВОЗРАСТНЫЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РУДОНОСНЫХ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ ИНТРУЗИВОВ ЗАПАДНОГО ТАЙМЫРА (РОССИЯ) | 92-95 |
| Malitch K.N., Badanina I.Yu., Romanov A.P., Sluzhenikin S.F. AGE AND ISOTOPE GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF ORE-BEARING ULTRAMAFIC-MAFIC INTRUSIVES OF THE WESTERN TAYMYR (RUSSIA). | 92-95 |
| Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. ГЕОХРОНОЛОГИЯ ДЛИТЕЛЬНЫХ И МНОГОАКТНЫХ ПРОЦЕССОВ МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА КОЛЬСКОГО ДОКЕМБРИЯ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА | 95-97 |
| Mitrofanov F.P., Bayanova T.B. GEOCHRONOLOGY OF LONG DURATION AND MULTIPHASES PROCESSES FOR MAGMATISM AND METAMORPHISM IN KOLA PRECAMBRIAN OF THE BALTIC SHIELD | 95-97 |
| Михальский Е.В. ВОЗРАСТ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ЩИТА ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ | 97-100 |
| Mikhalsky E.V. AGE AND ORIGIN OF CONTINENTAL CRUST IN THE EAST ANTARCTIC CRYSTALLINE SHIELD. | 97-100 |
| Mongush A.A. ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar DATA ON METAMORPHISM AGE OF KURTUSHIBINSKY RANGE OPHIOLITE GABBRO (WESTERN SAYAN) | 101-102 |
| Морозова Л.Н., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Серов П.А. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПОЛИГОНА ВОЧЕ-ЛАМБИНА (ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬКИЙ БЛОК, ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ) | 103-106 |
| Morozova L.N., Mitrofanov F.P., Bayanova T.B., Serov P.A. MILESTONES OF GEOLOGICAL GROUND VOCE-LAMBIN (CENTRAL UNIT KOLK, FENNNOSCANDIAN SHIELD) | 103-106 |
| Мудрук С.В. ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В КЕЙВСКОМ И СТРЕЛЬНИНСКОМ ТЕРРЕЙНАХ ЛАПЛАНДСКО-КОЛЬСКОГО КОЛЛИЗИОННОГО ОРОГЕНА, СЕВЕРО-ВОСТОК БАЛТИЙСКОГО ЩИТА | 106-109 |
| Mudruk S.V. PALAEOPROTEROZOIC DEFORMATIONS IN THE KEIVY AND STREL'NA TERRANES OF THE LAPLAND-KOLA COLLISIONAL OROGEN, NORTH-EASTERN BALTIC SHIELD. | 106-109 |

| | |
|--|---------|
| Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Борисенко Е.С., Серов П.А., Елизаров Д.В. ГЛУБИННОЕ МАНТИЙНОЕ ВЕЩЕСТВО В ПОРОДАХ МОНЧЕТУНДРОВСКОГО МАССИВА | 109-112 |
| <i>Nerovich L.I., Bayanova T.B., Borisenko E.S., Serov P.A., Elizarov D.V.</i> DEEP MANTLE SUBSTANCE IN THE ROCKS OF THE MONCHETUNDRA MASSIF | 109-112 |
| Ниткина Е.А. ИЗОТОПНОЕ U-Pb (ID-TIMS и SHRIMP) ДАТИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ ИНГОЗЕРСКОГО МАССИВА, КОЛЬСКИЙ П-ОВ. | 113-115 |
| <i>Nitkina E.A.</i> ISOTOPE U-Pb (ID-TIMS AND SHRIMP) DATING PROCESSES OF GRANITIZATION OF THE INGOZERO MASSIF, KOLA PENINSULA | 113-115 |
| Онуфриенок В.В. ДАНАИТ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: СТРУКТУРА, СОСТАВ, ПРИМЕСИ, ИЗОМОРФНЫЕ ЗАМЕЩЕНИЯ | 116-119 |
| <i>Onufriyuk V.V.</i> THE DANAITE OF YENISEI RANGE: STRUCTURE, COMPOSITION, IMPURITIES, ISOMORPHIC REPLACEMENT OF | 116-119 |
| Павлова Т.А. ПРИМЕНЕНИЕ НОВОГО ГРАНАТ-КЛИНОПИРОКСЕНОВОГО ГЕОТЕРМОМЕТРА К МЕТАМОРФИЧЕСКИМ ПОРОДАМ БАЗАЛЬТОВОГО СОСТАВА БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ) | 119-120 |
| <i>Pavlova T.A.</i> APPLICATION OF THE NEW GRT-CPX GEOTHERMOMETER TO METAMORPHIC BASALTIC ROCKS OF THE BELOMORIAN ECLOGITE PROVINCE (FENNOSCANDIAN SHIELD) | 119-120 |
| Пахалко А.Г. ДВА ТИПА ПЛАТИНОНОСНЫХ РИФОВ МОНЧЕПЛУТОНА | 121-123 |
| <i>Pahalko A.G.</i> TWO PLATINUM-BEARING REEFS OF MONCHEPLUTON | 121-123 |
| Петровская Л.С., Баянова Т.Б., Петров В.П., Петровский М.Н., Базай А.В. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И U-Pb ВОЗРАСТ ГНЕЙСОВ КОЛЬСКОЙ СЕРИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬСКОГО БЛОКА (КОЛЬСКИЙ П-ОВ) | 123-127 |
| <i>Petrovskaya L.S., Bayanova T.B., Petrov V.P., Petrovsky M.N., Bazay A.V.</i> THE THERMODYNAMIC CONDITIONS OF FORMATION AND U-Pb AGE KOLA GROUP GNEISSES NORTHWEST CENTRAL KOLA BLOCK (KOLA PENINSULA) | 123-127 |
| Петровский М.Н., Баянова Т.Б., Петровская Л.С., Базай А.В. МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ПЕРИДОТИТ-ШОНКИНИТОВАЯ СЕРИЯ МУРМАНСКОГО НЕОАРХЕЙСКОГО КРАТОНА | 127-131 |
| <i>Petrovsky M.N., Bayanova T.B., Petrovskaya L.S., Bazay A.V.</i> THE MEZOPROTEROZOIC PERIDOTITES-SHOSHONITES SERIES OF THE MURMANSK NEOARCHAEAN CRATON. | 127-131 |
| Пономарчук А.В., Борисенко А.С., Травин А.В. ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛДАНСКОГО ЩИТА: НОВЫЕ ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ. | 131-133 |
| <i>Ponomarchuk A.V., Borisenko A.S., Travin A.V.</i> Au ORE DEPOSITS OF ALDAN SHIELD: NEW ISOTOPE DATA | 131-133 |
| Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПАЛЕОКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ УРАЛА КАК ФРАГМЕНТЫ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ОСНОВАНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА | 134-135 |
| <i>Pystin A.M., Pystina Y.I.</i> POLYMETAMORPHIC COMPLEXES OF URALS PALEOCONTINENTAL REGION AS A FRAGMENTS OF CRUST BASEMENT OF EAST-EUROPEAN CRATON. | 134-135 |

| | |
|--|---------|
| Ронкин Ю.Л., Лепихина Г.А., Родионов Н.В. U-Pb СИСТЕМАТИКА ЦИРКОНА И БАДДЕЛЕИТА ПЛАТИНОНОСНОГО ДУНИТА КОНДЁРСКОГО МАССИВА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ) | 135-139 |
| <i>Ponkin Yu.L., Lepexina G.A., Rodionov N.V.</i> U-Pb SYSTEMATIC OF ZIRCON AND BADDELEYITE FROM PT-BEARING DUNITE OF KONDER MASSIF (ALDANSKIY SHIELD) | 135-139 |
| Ронкин Ю.Л., Синдерн С. ИЗОТОПНАЯ ГЕОЛОГИЯ ФУНДАМЕНТА УРАЛА И ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА. | 139-142 |
| <i>Ponkin Yu.L., Sundern S.</i> ISOTOPE GEOLOGY OF THE URAL AND EASTERN PART OF THE EUROPEAN CRATON BASEMENT | 139-142 |
| Серов П.А., Екимова Н.А. СУЛЬФИДНЫЕ МИНЕРАЛЫ – НОВЫЕ ГЕОХРОНОМЕТРЫ ПРИ Sm-Nd ДАТИРОВАНИИ РУДОГЕНЕЗА РАССЛОЕННЫХ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ. | 142-145 |
| <i>Serov P.A., Ekimova N.A.</i> SULPHIDE MINERALS AS NEW Sm-Nd GEOCHRONOMETERS FOR ORE GENESIS DATING OF MAFIC-ULTRAMAFIC LAYERED INTRUSIONS. | 142-145 |
| Серов П.А., Екимова Н.А., Елизарова И.Р. ОПРЕДЕЛЕНИЕ РЗЭ В СУЛЬФИДНЫХ МИНЕРАЛАХ И Sm-Nd ДАТИРОВАНИЕ РУДОНОСНЫХ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА. | 145-147 |
| <i>Serov P.A., Ekimova N.A., Elizarova I.R.</i> REE DETERMINATION IN SULFIDE MINERALS AND Sm-Nd DATING OF ORE-BEARING LAYERED INTRUSIONS OF THE BALTIC SHIELD | 145-147 |
| Скублов С.Г., Мельник А.Е., Березин А.В. КОМПЛЕКСНОЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ РЕШЕНИЕ ПРОБЛЕМЫ ВОЗРАСТА ЭКЛОГИТОВ БЕЛОМОРСКОГО ПОЯСА | 148-149 |
| <i>Skublov S.G., Melnik A.E., Berezin A.V.</i> COMPLEX ISOTOPE-GEOCHEMICAL SOLUTION OF AGE OF THE BELOMORIAN BELT ECLOGITES | 148-149 |
| Скуфьин П.К., Баянова Т.Б., Елизаров Д.В. НОВЫЕ ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ПАНАРЕЧЕНСКОЙ СТРУКТУРЫ (КОЛЬСКИЙ П-ОВ) | 149-151 |
| <i>Skuf'in P.K., Bayanova T.B., Elizarov D.V.</i> NEW ISOTOPIC DATA OF THE EARLY PROTEROZOIC PANARECHKA STRUCTURE VOLCANITES (KOLA PENINSULA) | 149-151 |
| Слабунов А.И., Володичев О.И., Король Н.Е., Сибелев О.С., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н. ДИНАМИКА СТАНОВЛЕНИЯ ГРАНУЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА ПО ДАННЫМ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ (НА ПРИМЕРЕ ОНЕЖСКОГО) | 152-154 |
| <i>Slabunov A.I., Volodichev O.I., Korol N.E., Subelev O.S., Berezhnaya N.G., Larionov A.N.</i> DYNAMIC OF ORIGIN GRANULITE COMPLEXES OF KARELSK CRATON ON ZIRCON U-Pb DATA (FOR EXAMPLE ON ONEZSKAY STRUCTURE) | 152-154 |
| Стешенко Е.Н., Баянова Т.Б., Чашин В.В., Славнов В.И. ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КАНДАЛАКШСКОГО АНОРТОЗИТОВОГО МАССИВА (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН): НОВЫЕ ДАННЫЕ | 154-156 |
| <i>Steshenko E.N., Bayanova T.B., Chashchin V.V., Slavnov V.I.</i> GEOCHRONOLOGICAL AND ISOTOPE-GEOCHEMISTRY INVESTIGATIONS OF KANDALAKSHA ANORTHOSITE MASSIF (KOLA REGION) NEW DATA | 154-156 |
| Сугоракова А.М., Бутанаев Ю.В. ШАПШАЛЬСКИЙ МАССИВ С РАПАКИВИПОДОБНЫМИ ГРАНИТАМИ (СОЧЛЕНЕНИЕ ГОРНОГО АЛТАЯ И ЗАПАДНОЙ ТУВЫ) | 156-159 |

| | |
|--|---------|
| Sugorakova A.M., Butanaev Yu.V. SHAPSHAL MASSIVE WITH RAPAКIVILIKE GRANITES (CONNECTION OF GORNY ALTAJ AND WESTERN TUVA) | 156-159 |
| Сукач В.В., Курило С.И., Шурко Н.Н. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДЕМУРИНСКОГО КОМПЛЕКСА ДВУПОЛЕВОШПАТОВЫХ ГРАНИТОИДОВ (СРЕДНЕЕ ПРИДНЕПРОВЬЕ, УКРАИНСКИЙ ЩИТ) | 159-162 |
| Sukach V.V., Kurilo S.I., Churko N.N. GENETIC FEATURES OF DEMURINSK COMPLEX FELDSPAIR GRANITOIDS (SREDNEE PRIDNEPROVIE, UKRAINE SHILD) | 159-162 |
| Таджибеков М.Т., Малахов Ф.А. ПОСТОРОГЕННАЯ СТАДИЯ РАЗВИТИЯ ВНУТРИГОРНЫХ ВПАДИН ЮГО-ВОСТОКА СРЕДНЕЙ АЗИИ В СВЯЗИ С ФОРМИРОВАНИЕМ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ | 162-164 |
| Tojibekov M.T., Malakhov F.A. POSTOROGENNY STAGE OF DEVELOPMENT OF INTRA MOUNTAIN HOLLOW OF THE SOUTHEAST OF CENTRAL ASIA DUE TO THE FORMATION OF MINERALS. | 162-164 |
| Терехов Е.Н. ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛАПЛАНДСКО-БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА (СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЙ АСПЕКТ) | 164-166 |
| Terekhov E.N. EVOLUTION OF THE PALEOPROTEROZOIC LAPLAND-BELOMORIAN MOBILE BELT (STRUCTURAL AND ROCK-FORMING PROCESSES) | 164-166 |
| Филатова В.Т. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЗОН ПОВЫШЕННОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА. | 166-169 |
| Filatova V.T. GEODYNAMIC CONDITIONS UNDER FORMATION OF HIGH PERMEABILITY ZONES IN THE EARTH'S CRUST OF THE NORTH-EASTERN PART OF THE BALTIC SHIELD | 166-169 |
| Франц Н.А., Скублов С.Г., Родионов Н.В., Лохов К.И. ЦИРКОНЫ И БАДДЕЛЕИТ ИЗ КАРБОНАТИТОВ ТИКСШЕОЗЕРСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ): ГЕОХИМИЯ И ВОЗРАСТ. | 169-172 |
| Frantz N.A., Skublov S.G., Rodionov N.V., Lokhov K.I. ZIRCONS AND BADDELEITE FROM CARBONATITES OF THE TIKSHEOZERO MASSIVE (NORTH KARELIA): GEOCHEMISTRY DATA AND AGE. | 169-172 |
| Huber M., Halas S. PETROLOGY OF GABBROIDES AND ISOTOPE SIGNATURE OF SULFIDE MINERALIZATION FROM FEDOROV-PANSKY LAYERED MAFIC INTRUSION, KOLA PENINSULA, RUSSIA. | 172-173 |
| Huber M., Halas S. ORE MINERALS CHARACTERIZATION AND STABLE SULFUR ISOTOPES FROM BROKEN HAMMER, SUDBURY | 173-174 |
| Huber M., Halas S. STUDY OF $\delta^{34}\text{S}$ AND CHEMICAL COMPOSITION OF SULFIDES FROM ALKALINE INTRUSION IN SE PART OF Khibina MASSIF (KOLA PENINSULA, RUSSIA) | 174-175 |
| Чашчин В.В., Баянова Т.Б. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И U-Pb ВОЗРАСТ ПОЗДНЕАРХЕЙСКИХ ДВУПОЛЕВОШПАТОВЫХ ГРАНИТОИДОВ КОЛЬСКОГО БЛОКА И БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА – КОЛЬСКИЙ П-ОВ, РОССИЯ | 176-178 |
| Chashchin V.V., Bayanova T.B. GEOLOGICAL SETTING AND U-Pb AGE OF THE LATE ARHEAN DIFELDSPATIC GRANITOIDS KOLA BLOCK AND BELOMORIAN MOBILE BELT – KOLA PENINSULA, RUSSIA. | 176-178 |

| | |
|--|---------|
| Чащин В.В., Баянова Т.Б., Люлько М.С. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И U-Pb ВОЗРАСТ МАССИВА ГАББРО-НОРИТОВ КИРИХА – КОЛЬСКИЙ П-ОВ, РОССИЯ | 179-181 |
| <i>Chashchin V.V., Bayanova T.B., Lyulko M.S.</i> GEOLOGICAL COMPOSITION AND U-Pb AGE OF THE KIRIHA GABBRO-NORITE MASSIF – KOLA PENINSULA, RUSSIA | 179-181 |
| Чащин В.В., Баянова Т.Б. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И U-Pb ВОЗРАСТ СУБЩЕЛОЧНЫХ СИЕНИТОВ КОЛЬСКОГО БЛОКА – КОЛЬСКИЙ П-ОВ, РОССИЯ | 181-183 |
| <i>Chashchin V.V., Bayanova T.B.</i> GEOLOGICAL SETTING AND U-Pb AGE OF THE SUBALKALINE SYENITES KOLA BLOCK – KOLA PENINSULA, RUSSIA | 181-183 |
| Чупин В.П., Ветрин В.Р., Сергеев С.А., Бережная Н.Г., Родионов Н.В. ВОЗРАСТА И СОСТАВЫ РАСПЛАВНЫХ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ГЕНЕЗИСА ЦИРКОНА И ВОЗРАСТА ПРОТОЛИТОВ АРХЕЙСКИХ МЕТАВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД | 184-186 |
| <i>Chupin V.P., Vetrin V.R., Sergeev S.A., Berezhnaya N.G., Rodionov N.V.</i> AGES AND COMPOSITIONS OF MELT/FLUID INCLUSIONS AS AN EVIDENCE OF ORIGIN OF ZIRCON AND AGE OF PROTOLITHS OF ARCHEAN METAVOLCANIC ROCKS | 184-186 |
| Шарков Е.В., Чистяков А.В. МОНЧЕГОРСКИЙ РАССЛОЕННЫЙ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫЙ КОМПЛЕКС В КОЛЬСКОМ РЕГИОНЕ: ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ. | 187-190 |
| <i>Sharkov E.V., Chistuakov A.V.</i> MONCHEGORSKY LAYERED MAFIC-ULTRAMAFIC COMPLEX IN KOLA REGION: GEOLOGY, PETROLOGY AND METALLOGENY. | 187-190 |
| Шипилов Э.В. ТЕКТОНИКА ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКИЙ КРАТОН – ЗАПАДНО-АРКТИЧЕСКАЯ ПЛАТФОРМА | 190-193 |
| <i>Shipilov E.V.</i> TECTONICS OF TRANSITION ZONE FROM EAST-EUROPEAN CRATON TO WESTERN-ARCTIC PLATFORM | 190-193 |
| Эфендиева З.Дж. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ МИНЕРАЛОВ АЗЕРБАЙДЖАНА | 193-195 |
| <i>Afandieva Z.Dj.</i> CERTAIN PHYSICAL PROPERTIES OF MINERALS AZERBAIJAN | 193-195 |
| Юдин Д.С., Томиленко А.А., Травин А.В., Агашев А.М. ВОЗРАСТ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ УДАЧНАЯ-ВОСТОЧНАЯ: НОВЫЕ ДАННЫЕ. | 196-198 |
| <i>Yudin D.S., Tomilenko A.A., Travin A.V., Agashev A.M.</i> THE AGE OF UDACHNAYA-EAST KIMBERLITE PIPE: NEW DATA | 196-198 |

«ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ
И РУДНЫХ ПРОЦЕССОВ В КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ЩИТАХ»

Всероссийская (с международным участием) конференция

г. Апатиты

8-12 июля 2013 г.

Рекомендовано к печати Учёным советом Геологического института КНЦ РАН
и Советом Кольского отделения РМО

Научное некоммерческое издание выпущено при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований, грант 13-05-06030/13
и Отделения наук о Земле (ОНЗ РАН)

Отпечатано в ООО К & М

184209 г. Апатиты Мурманской обл., ул. Ферсмана, д. 17 а
тел. / факс (881555) 77329

Тираж 100 экз.

