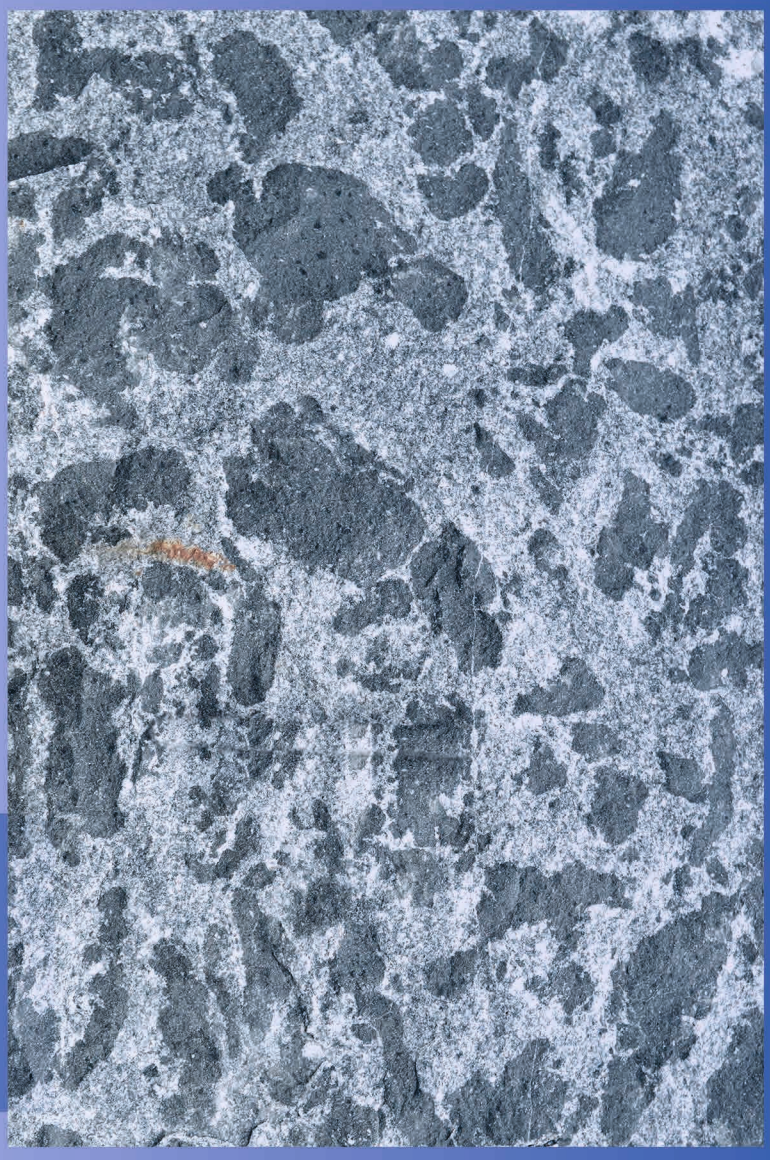
ГРАНИТЫ И ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ:
мантия и кора в гранитообразовании

GRANITES AND THE EARTH'S EVOLUTION:
the Mantle and the Crust in Granite Origin



28–31
August
Ekaterinburg
Russia
2017

Материалы III международной геологической конференции
Proceedings of the 3rd International Geological Conference

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ им. академика А.Н. ЗАВАРИЦКОГО
ФАНО РОССИИ
РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
УРАЛЬСКИЙ РЕГИОНАЛЬНЫЙ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОВЕТ МЕЖВЕДОМСТВЕННОГО ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО КОМИТЕТА ОНЗ РАН

ГРАНИТЫ И ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ:
мантия и кора в гранитообразовании

Материалы III международной геологической конференции

28–31 августа 2017 г.
Екатеринбург, Россия

GRANITES AND THE EARTH'S EVOLUTION:
the Mantle and the Crust in Granite Origin

Proceedings of the 3nd International Geological Conference

28-31 August 2017
Ekaterinburg, Russia

ЕКАТЕРИНБУРГ
2017

УДК 552.31+553.521+550.31

Председатели оргкомитета конференции:

к.г.-м.н. Е.В. Аникина
д.г.-м.н., проф. Г.Б. Ферштатер

Редколлегия:

д.г.-м.н., проф. Г.Б. Ферштатер (отв. редактор)
к.г.-м.н. Т.А. Осипова (зам. председателей оргкомитета)
к.г.-м.н. Г.А. Каллистов (ученый секретарь конференции)
к.г.-м.н. Г.Ю. Шардакова (ученый секретарь конференции)

Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании. Материалы III международной геологической конференции, 28–31 августа 2017 г., Екатеринбург, Россия. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. – 384 с.

ISBN 978-5-7691-2482-2

В сборнике представлены материалы исследований ведущих российских и зарубежных специалистов по гранитной петрологии. Рассмотрен широкий круг актуальных вопросов эволюции гранитоидного магматизма в геологической истории Земли, физико-химических и геотектонических условий формирования кислых расплавов, механизмов мантийно-корового взаимодействия, вещественных особенностей гранитных пород, связанных с разными источниками, их рудоносности.

Для широкого круга специалистов, аспирантов, студентов.

Утверждено к печати Ученым советом Института геологии и геохимии
им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН

Материалы публикуются в авторской редакции

Chairmens:

Dr. Elena V. Anikina
Dr., Prof. German B. Fershtater

Editorial Board:

Dr., Prof. German B. Fershtater (editor)
Dr. Tatyana A. Osipova (vice-chairman)
Dr. Gennadiy A. Kallistov (scientific secretary)
Dr. Galina Yu. Shardakova (scientific secretary)

Granites and the Earth's Evolution: the Mantle and the Crust in Granite Origin. Proceedings of the 3nd International Geological Conference, 28–31 August 2017, Ekaterinburg, Russia. – Ekaterinburg: IGG UB RAS, 2017. – 384 p.

Abstract volume includes the leading Russian and abroad scientists presentations focusing on different aspects of granite petrology: granitoid magmatism evolution in the Earth history, physico-chemical and tectonic conditions of granitic melt generation, mantle-crust interaction mechanisms, chemical features of granites generated from different sources, metallogeny of granitic rocks.

The materials of the volume are of a broad interest for geologists, earth scientists and students.

Approved for publishing by the Academic Board, A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry
of Ural Branch Russian Academy Sciences

Submitted materials are published in author's edition

ISBN 978-5-7691-2482-2

© ИГГ УрО РАН, 2017
© Коллектив авторов, 2017

ОРГАНИЗАТОРЫ КОНФЕРЕНЦИИ

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого
Уральского отделения РАН

Уральский региональный петрографический совет
Межведомственного петрографического комитета ОНЗ РАН

*Конференция проведена при финансовой поддержке ФАНО России
Российского фонда фундаментальных исследований
(проект № 17-05-20412\17)*

ORGANIZERS

Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry
of the Ural Branch RAS

Ural Regional Petrography Council, Interdepartmental
Petrography Committee, DES RAS

*Conference is financially supported by FASO Russia and
Russian Foundation for Fundamental Research
(grant # 17-05-20412\17)*

ПРЕДИСЛОВИЕ

«Граниты – визитная карточка Земли». Несмотря на то, что проблемы их происхождения, впервые поднятые для научного обсуждения Дж. Хаттоном более трехсот лет назад – ровесники современной геологической науки, один из «краеугольных камней» ее основания, интерес мирового геологического сообщества к петрологии гранитных пород только возрастает, уровень их изучения углубляется, расширяется география научных форумов, посвященных петрологии гранитоидов. III международная конференция «Граниты и эволюция Земли» проходит на Урале – эталонном примере эпиокеанических орогенов, складчатом поясе мафического типа, который является естественным полигоном для изучения механизмов мантийно-корового взаимодействия, разнообразных по своей природе, составу и возрасту источников формирования гранитных пород. Соответственно, тематика конференции «Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании» касается широкого спектра вопросов петрологии гранитоидов, связанных с различными источниками: от экспериментального изучения и особенностей минералогии гранитных пород до физико-химических и геотектонических условий их формирования и рудоносности.

Одна из задач предстоящей встречи – ближе познакомить российских и зарубежных специалистов по гранитной петрологии с достижениями друг друга, способствовать развитию геологической науки. Мы надеемся, что работа конференции придаст новый импульс петрологическим исследованиям гранитных пород.

Оргкомитет

PREFACE

Granitic rocks are the brand identity of the Earth. The problems of their genesis were mentioned in the first time more than 300 years ago by G. Hutton, they are one of the foundation stones of contemporary geology, the investigation of granitic rocks become more advanced and the conferences on granitic petrology covers all the counties. The III International conference “Granites and the Earth's Evolution: the Mantle and the Crust in Granite Origin” take place in the Urals which is a perfect example of epioceanic orogens and a mafic-type fold belt, and the excellent natural site for the study of the mantle-crust interaction and granite sources of different composition and age.

The topics of conference “Granites and the Earth's Evolution: the Mantle and the Crust in Granite Origin” are devoted to granite petrology, related with different sources: from experimental study and mineralogical peculiarities of granitic rocks to physical-chemical and geotectonic conditions of their formation and ore-bearing. One of the aims of this meeting – familiarize Russian and foreign scientists with each other's achievements, promote the development of geology. We kindly hope that our conference will give a new dynamism for petrologic investigations of granitic rocks.

Organizing Committee

ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ АРГИЛЛИЗИТОВОГО МЕТАСОМАТОЗА В ПРОДУКТИВНЫХ ГРАНИТОИДАХ МИХЕЕВСКОГО Cu-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ЮЖНЫЙ УРАЛ

Азовскова О.Б., Ровнушкин М.Ю., Халилова А.Ф.

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия, oazovskova@yandex.ru

Михеевское медно-порфировое месторождение расположено в Варненском районе Челябинской области (в 200 км южнее Челябинска). Оно является частью Новониколаевского рудного поля, и в настоящее время активно разрабатывается открытым способом. Геологическое строение месторождения детально рассмотрено в работах [Белгородский и др., 1991; Грабежев, Белгородский, 1992; Грабежев, 2014; Plotinskaya et al., 2016]. Mo-Cu-оруденение приурочено к субмеридиональной полосе даек преимущественно кварцдиоритового состава, датируемых ранним карбоном. Вмещающими являются позднедевонские вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. Из метасоматитов наиболее распространены кварц-серицитовые и хлорит-серицитовые разности, также довольно хорошо выражен калиевый метасоматоз (биотит, КПШ) и пропилитизация (во внешнем ореоле).

В последние годы на месторождении установлено широкое развитие низкотемпературных метасоматических процессов [Азовскова и др., 2015], с отдельными крутопадающими зонами интенсивной аргиллизации (глинизации), которые наиболее отчетливо выражены в гранитоидных дайках. Материал для исследований был отобран в двух таких зонах (А-1 и А-2) в пределах действующего карьера, в северной части месторождения. Характеристика проб приведена в табл. 1.

Типичные аргиллизиты Михеевского месторождения представляют собой глинизированные (до 85–90 % объема и более), осветленные породы, иногда с зонами окремнения. По данным рентгеноструктурного и термического анализов (XRD-700, Shimadzu и Diamond TG-DTA, Perkin Elmer, аналитики Т.Я. Гуляева и В.Г. Петрищева) характерными минералами аргиллизитов являются: иллит/гидрослюда, тонкозернистый кварц, неокисленные (новообразованные) сульфиды (1–5 мас. %), в переменных количествах присутствуют хлорит и каолинит (до 20 мас. %), иногда карбонаты (кальцит-доломит, сидерит). Среди сульфидов значи-

Таблица 1. Характеристика исследованных проб

№ проб	Материал проб*	Характерные минералы, ассоциирующие с аргиллизитовым пиритом и халькопиритом**
7-1, 14-1	Интенсивно (7-1) и частично (14-1) аргиллизированный серицит-хлоритовый (+q, ±ca) метасоматит по диориту или кварцевому диориту; обилие сульфидов (Py, +Chp, Bn). А-1 *Центральная часть основной Cu-рудной зоны.*	Самородное Au (780–1000 ‰), электрум (±Hg) и кюстелит (<300–590 ‰), гессит, теллуриды (Au-Ag, Ag, Bi, Pb, Hg), селенотеллуриды (Ag, Ag-Bi) и селениды (Au-Ag), галенит (±Se), (Ni,Co)-сульфоарсениды, монацит
11-1, 15-1	Интенсивно аргиллизированный порфировый кварцевый диорит, сохраняющий все структурно-текстурные особенности исходной породы; обилие сульфидов (Py, +Chp, Mo). А-2. *За пределами основной Cu-рудной зоны, восточная периферия*	Молибденит (только пр. 11-1), галенит (±Se), сфалерит, гессит, теллуриды ± селенотеллуриды (Ag, Bi, Pb), (Ni,Co)-сульфоарсениды, монацит
11-2	Интенсивно аргиллизированная порода приконтактовой зоны кварцдиоритовой дайки (11-1). А-2. *Там же*	Нет данных
12-5, 13-4	Кварцевый диорит порфировый (до порфиро-видного), метасоматически измененный (cl, src, q, sf), без признаков аргиллизации. *За пределами основной Cu-рудной зоны и зон аргиллизации, В-СВ периферия*	Не установлена

*Принятые обозначения минералов: Py – пирит; Chp – халькопирит; Mo – молибденит; Bn – борнит; sf – сульфиды; q – кварц; cl – хлорит; src – серицит.

**Данные СЭМ и микрозондовых исследований.

тельно преобладает пирит, в подчиненном количестве присутствует халькопирит, менее – борнит. Молибденит характерен только для зоны А-2, от молибденита первичных «коренных» руд [Плотинская и др., 2015] он отличается несколько более высокими содержаниями Re (до 1.72 %). Нередко отмечается примесь органического вещества (ОВ) 0.1–0.4 мас. %. По температурам выгорания (T_{max} 305–375 °С) оно соответствует низшим-средним керитам и его отложение, вероятно, связано с аргиллизитовым процессом. В пользу этого свидетельствуют наблюдаемые примазки и включения битумов, содержащих примесь (Cl, P, As…)-соединений и микровключения Au, PbS и др. [Азовскова и др., 2015].

Особенностью аргиллизитового пирита и, в меньшей степени, халькопирита является присутствие разнообразных включений и вростков, преимущественно на поверхности зерен. Как видно из табл. 1, состав таких минеральных ассоциаций значительно различается в двух выделенных зонах аргиллизации. Пространственная приуроченность эпитермальной благороднометалльной и Se-Te-минерализации к центральной части медно-рудной зоны указывает на вероятную принадлежность аргиллизитового процесса к позднему этапу развития общей медно-порфировой системы.

Геохимические особенности аргиллизированных кварцдиоритовых порфиров и апогранитоидных метасоматитов отражены на диаграммах (рис. 1).

Аргиллизиты обеих зон обогащены основными рудными компонентами – Cu и Mo (+Re). Исключение составляет проба 15-1, что может быть связано с локальной геохимической зональностью внутри зоны аргиллизации. Вариации в содержании Ag, Te, Se, а также Co и Ni полностью соответствуют особенностям микроминерального состава (табл. 1), выявленным при исследовании аргиллизитового пирита (±халькопирит). По данным ICP-MS присутствие золота от 0.08 до 0.15 г/т установлено в пробах 7-1, 11-1 и 14-1, что также соответствует результатам микроминералогических исследований. Характер распределения РЗЭ (рис. 1а) показывает значительные различия по общему содержанию элементов этой группы в аргиллзитах двух зон. Относительно низкие концентрации РЗЭ в зоне А-2 по сравнению с аргиллизитами зоны А-1 и исходными гранитоидами могут быть связаны с их периферийной позицией по отношению к основной продуктивной Cu-рудной зоне. Это же относится и к не аргиллизированным метасоматически измененным гранитоидным дайкам (пробы 12-5, 13-4).Общим для аргиллизитовых метасоматитов обеих зон является наличие как отрицательных, так и положительных европиевых аномалий: значения Eu/Eu* для зоны А-1 – 0.71–1.15, в породах зоны А-2крайние значения Eu/Eu* – 0.57и 1.42. Европиевые минимумы отмечаются и на графиках распределения РЗЭ метасоматически измененных гранитоидов вне зон аргиллизации (Eu/Eu* 0.63 и 0.86). Следует отметить, что для исходных, относительно неизмененных, гранитоидов Михеевского месторождения европиевые аномалии не характерны [Plotinskaya et al., 2016].

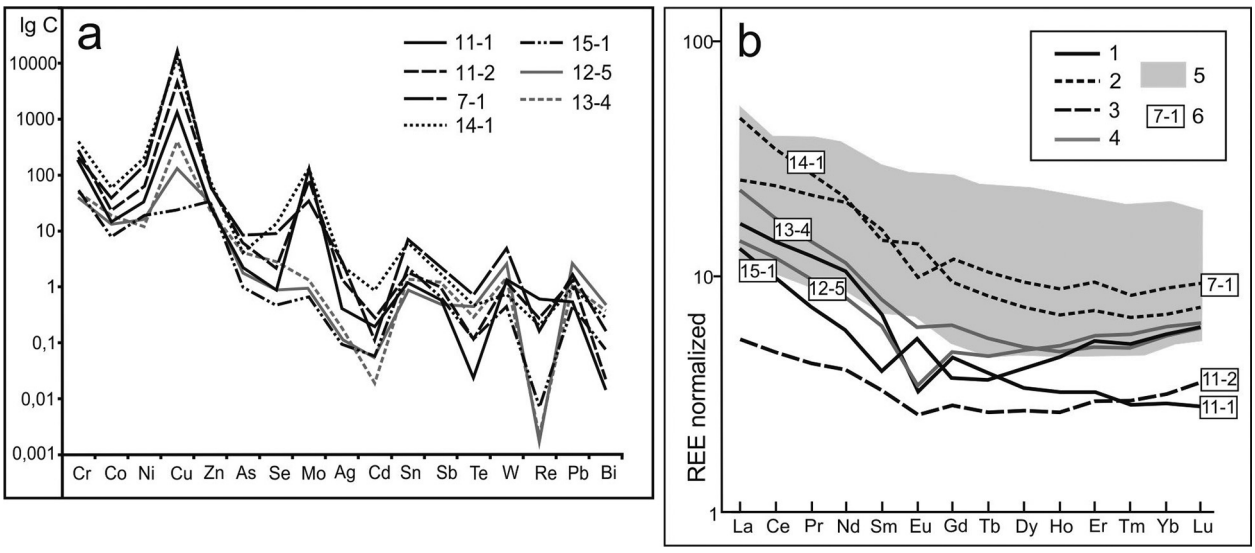


Рис. 1. Геохимические особенности аргиллизированных гранитоидов в северной части Михеевского месторождения:

а – распределение ряда характерных микроэлементов в аргиллизированных (черные линии) и не затронутых аргиллизацией (серые линии) гранитоидах; b – РЗЭ-спектры, нормированные по хондриту: 1, 3 – зона аргиллизации А-1; 2 – зона аргиллизации А-2; 4 – метасоматически измененные гранитоиды за пределами зон аргиллизации и основного оруденения; 5 – гранитоиды Михеевского месторождения по [Plotinskaya et al., 2016]; 6 – номера проб, их характеристика дана в табл. 1.

Рудоносные аргиллизиты Михеевского месторождения заметно отличаются от других метасоматитов и соответствующих продуктов гипергенных преобразований. Выявление их типоморфных признаков, в т. ч. на минералого-геохимическом уровне, может иметь важное значение для решения прогнозно-поисковых задач.

ЛИТЕРАТУРА

Азовскова О.Б., Ровнушкин М.Ю., Главатских С.П. Особенности минералогии аргиллизитов Михеевского медно-порфирового месторождения, Южный Урал // Металлогения древних и современных океанов-2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015. С. 116-120.

Белгородский Е.А., Черкашов С.А., Грабежев А.И., Шаргородский Б.М. Медно-порфировый Новониколаевский рудный узел. Свердловск: УрО АН СССР, 1991.

Грабежев А.И. Новониколаевский (Mo,Au)-Cu-порфировый рудный узел (Южный Урал): петрохимия рудоносных гранитоидов и метасоматитов // Литосфера. 2014. № 2. С. 60-76.

Грабежев А.И., Белгородский Е.А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1992.

Грабежев А.И., Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А. Рудно-метасоматическая зональность медно-порфировой колонны натриевого типа (парагонитсодержащие ореолы, Урал). Екатеринбург: Изд. УГГГА, 1998. 172 с.

Плотинская О.Ю. Грабежев А.И., Зелтман Р. Рений в рудах Михеевского Mo-Cu-порфирового месторождения, Южный Урал // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 2. С. 132-147.

Plotinskaya O.Y., Grabezhev A.I., Tessalina S., Seltmann R., Groznova E.O., Abramov S.S. Porphyry deposits of the Urals: Geological framework and metallogeny, Ore Geol. Rev. (2016), http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.07.002

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫЕ ГРАНИТЫ В ОЧАГОВЫХ МАНТИЙНО-КОРОВЫХ СТРУКТУРАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Алексеев В.И., Алексеев И.В.

Санкт-Петербургский горный университет (СПГУ), Санкт-Петербург, Россия, via@spmi.ru

Глобальный позднемезозойский магматизм Тихоокеанского подвижного пояса (ТПП), начавшийся 200 млн лет назад и распространившийся глубоко внутрь континентального обрамления Тихого океана, связан с высокой активностью внешнего ядра, мощным выбросом восстановленных газов, плавлением мантийного вещества и подъемом расплавов к поверхности Земли. Этот период соответствует началу распада Пангеи и активного горизонтального перемещения блоков ТПП. Растяжение блоков сопровождалось формированием протяженных вулканических поясов, а в сопряженных орогенных структурах происходило массовое внедрение гранитоидных интрузий. С учетом современных данных о глубинном строении и составе земной коры внутриконтинентальные ареалы гранитоидов Дальнего Востока России близки к проявлениям плюмового магматизма [Ярмолюк, Коваленко, 2000]. Отличие состоит в преобладании в ТПП слабометаморфизованных эпиокеанических комплексов, вмещающих надсубдукционные и рифтогенные плутонические образования [Геодинамика…, 2006].

Плутонические и вулканические пояса располагаются в областях скучивания осадочных комплексов и увеличения мощности коры ТПП, характеризующихся повышенным тепловым потоком, зонами разуплотнения в коре и мантии. Гравиметрические данные и результаты интерпретации по десяткам сейсмических трансектов и региональных профилей показывают существенные колебания мощности земной коры и литосферы Дальнего Востока. В пределах мезозойских складчатых комплексов мощность гранитно-метаморфического слоя колеблется от 25–30 до 10–12 км. Резкое возрастание мощности земной коры до 45 км за счет гранитного слоя, при снижении мощности литосферы (до 50 км) зафиксировано в Баджало-Ямалинской и Чаунской областях гранитизации. По геотермическим и геоэлектрическим данным мощность литосферы оценивается в 75–100 км в Яно-Колымской и Новосибирско-Чукотской складчатых системах и в 50–100 км – в Сихотэ-Алинской системе. Площади мезозойских складчатых структур Дальнего Востока характеризуются значениями плотности теплового потока 45–70 мВт/м^2. Удельный тепловой поток увеличен до 100–120 мВт/м^2 в молодых континентальных впадинах, рифтовых и вулканических поясах. Выносу тепла из разогретых мантийных диапиров способствуют глубинные разрывные структуры, в частности трансрегиональный разлом Таньлу [Глубинная структура…, 1992; Романовский, 1999; Глубинное строение…, 2010; Тектоника…, 2004; Алексеев, 2014].

Континентальная земная кора Дальнего Востока разделена на западную и восточную части линейной гравитационной аномалией первого порядка – Индокитай-Чукотской ступенью, – зоной повышенного горизонтального градиента мощности коры, сформированной в позднем мезозое – кайнозое. Эта структура проявлена в виде перегиба поверхности Мохо на глубине 34–42 км. Амплитуда аномалии 50–100 мГал, горизонтальный градиент поля силы тяжести 1–2 мГал/км [Тектоника…, 2004]. Пограничная гравитационная ступень (на юге) и западная градиентная граница Верхояно-Охотской аномалии (на севере) контролируют единую трансрегиональную Дальневосточную зону гранитизации континентальной коры длиной в тысячи километров и шириной до 1500 км. Закономерной составной частью этой зоны является Дальневосточный пояс литий-фтористых гранитов, охватывающий складчатые системы и гранитоидные провинции – Центрально-Азиатскую, Сихотэ-Алинскую, Яно-Колымскую и Новосибирско-Чукотскую [Алексеев, 2014].

Ареалы магматизма Дальнего Востока представляют собой области гравитационных градиентов более высокого ранга. Гравитационное поле региона представлено изолированными аномалиями отрицательных значений силы тяжести (-80–160 мГал) на общем «фоне» значений Δg интенсивностью 0–80 мГал, фиксирующих наличие областей глубинного разуплотнения и гранитизации земной коры – мантийных диапировых структур. Большой вклад в геолого-геофизическое исследование выступов кровли астеносферы и разработку модели очаговой структуры внесли Э.Н. Лишневский, Ю.А. Павлов, Э.Л. Рейнлиб, Ю.Ф. Малышев, Л.И. Брянский, Н.П. Романовский, В.А. Бормотов, Ф.И. Манилов, Ю.Я. Ващилов, А.Н. Диденко и др. О подъеме мантийного вещества в очаговых структурах свидетельствуют близость к поверхности высокоплотного (более 3.3 г/см^3) вещества, повышенные значения температуры на поверхности Мохо (500–900° С). Особенно выделяется Баджало-Ямалинская гравитационная аномалия (30–60 мГл). Плотность коры над мантийными куполами снижена вследствие гранитизации корового вещества под действием мантийного потока тепла и флюидов. Тепловой поток мантийных диапиров имеет промежуточное значение между удельным пото-

ком древних кристаллических блоков и молодых рифтогенных впадин. Преобладание радиогенной составляющей тепла (40–60 %) указывает на затухание процессов мантийного разогрева. Мантийные диапиры распространены по всему Дальнему Востоку, но их выделение тормозится в связи с недостаточным объемом региональных геофизических профилей и трансектов на севере Дальнего Востока. Геофизические исследования глубинного строения Яно-Колымской системы позволили установить, что зона перехода от астеносферы к литосфере имеет весьма сложное слоистое строение, приобретенное в периоды тектоно-магматической активности в верхах Земли, в том числе в позднем мезозое, вследствие парциального плавления литосферы мантийно-ядерными струями перегретого вещества. Предложена модель очаговой мантийно-коровой структуры в слоистой «полиастеносфере» (рис. 1). Мощность литосферы в местах широкого распространения гранитоидов понижается от 100–170 до 65 км [Глубинная структура…, 1992; Глубинное строение…, 2010; Петрищевский, 2007; Романовский, 1999].

Геофизические данные показывают, что процессы мезозойской трансрегиональной деструкции ТПП приводили к глубоким расколам континентальной коры, внедрению мантийного вещества и флюидов в зоны высокого прогрева и декомпрессии коры, тектоно-магматической активизации байкалид, варисцид и верхоянид, образованию очаговых структур. К таким структурам приурочены внутриконтинентальные плутонические пояса, в том числе ареалы редкометалльных гранитов Дальневосточного пояса [Ярмолюк, Коваленко, 2000; Алексеев, 2014]. На Дальнем Востоке преобладали умеренно-коллизионные условия магматизма, характерные для надсубдукционного столкновения выклинивающейся континентальной плиты и островных дуг и переходившие в условия трансформных окраин, благоприятные для завершения гранитоидных серий редкометалльными Li-F гранитами. Ведущим фактором магмообразования служили глубинные очаговые структуры континентальной коры. Очаговой структуре соответствует орогенный мегасвод, расположенный на пересечении региональных систем глубинных разломов. На поверхности мегасвод представлен группой орогенных сводов, вмещающих ряд интрузивных комплексов, включая комплекс Li-F гранитов (рис. 1). Всего в Дальневосточном поясе Li-F гранитов выделено 11 мегасводов: Чаунский, Полоусный, Верхне-Янский, Верхне-Индигирский, Верхне-Колымский, Охотский, Южно-Верхоянский, Буреино-Баджальский, Бира-Хинганский, Приморский, Ханкайский. На глубоких горизонтах очаговых структур располагаются гигантские батолиты: Чаунский, Куэквунь-Иультинский, Депутатский, Баджальский, Бикино-Малиновский и др. На современной эрозионной поверхности обычно обнажены интрузии верхней зоны рассеянного гранитоидного магматизма: крупные массивы гранитов-лейкогранитов и малые интрузии оловоносных гранитов. В пределах Баджало-Ямалинского и Сихотэ-Алинского минимумов, Верхояно-Охотского, Яно-Колымского и Омолонско-Чукотского аномалийных районов выявлены комплексы Li-F гранитов (правоурмийский, тигринский, кестерский, пыркакайский и др.), контролирующие наиболее крупные вольфрамово-оловянные место-

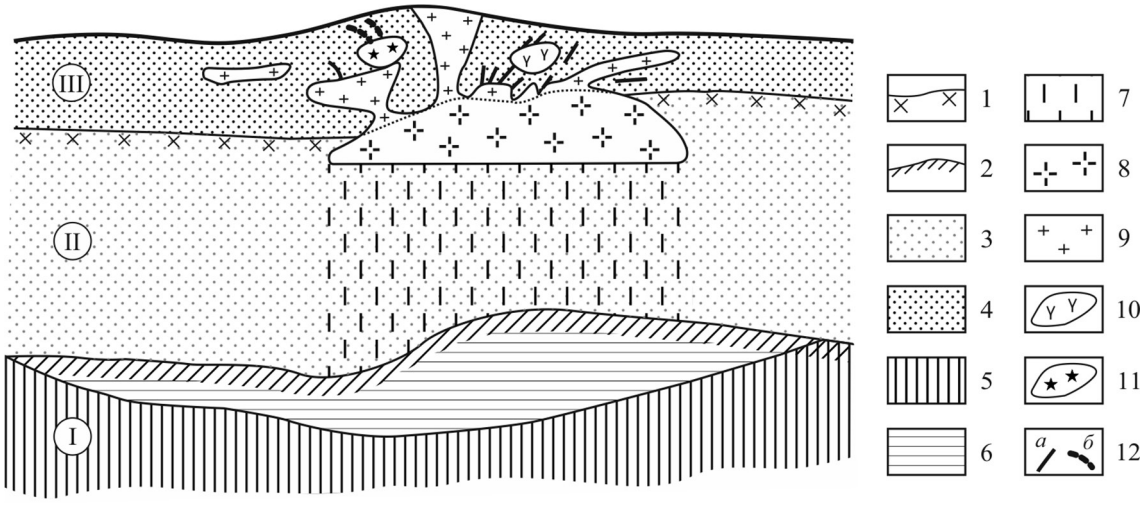


Рис. 1. Очаговая мантийно-коровая структура земной коры Дальнего Востока (по [Глубинная структура…, 1992], с дополнениями):

1, 2 – границы: консолидированной коры (1), Мохо (2); 3, 4 – слои земной коры: консолидированной (3), чехла (4); 5-7 – плотность мантии: нормальная (5), аномальная (6), магмопроницаемый канал (7); 8-11 – гранитоидные тела: гранитоидный криптобатолит (8), массив лейкогранитов (9), интрузии монцонитоидов (10) и литий-фтористых гранитов (11); 12 – рудные тела, связанные с лейкогранитами, монцонитами (*а*) и с Li-F гранитами (*б*). Цифры в кружках – уровни глубинности очаговой структуры: нижний (I), средний (II), верхний (III).

рождения (Правоурмийское, Фестивальное, Тигриное, Депутатское, Одинокое, Пыркакайское и др.). Очаговые структуры с Li-F гранитами являются мантийно-коровыми: нижние кромки гранитовых батолитов расположены на глубинах 4–16 км, а подстилающие их области разуплотнения находятся ниже поверхности Мохоровичича, в верхах мантии – от 20–25 до 70–100 км [Геодинамика…, 2006; Глубинная структура…, 1992; Глубинное строение…, 2010; Романовский, 1999; Алексеев, 2014].

Таким образом, традиционный метод моделирования специализированных геологических пространств (сейсмического, гравиметрического, геотермического, магматического) позволил разработать отечественную концепцию очаговых мантийно-коровых структур – глубинных тектоно-магматических структур центрального типа, включающих три петрогенетических яруса: 1) нижний – зону литосферного разуплотнения; 2) средний – зону нижне-среднекорового разуплотнения, транспортировки магм и флюидов, гранитизации; 3) верхний – зону орогенных дислокаций, рассеянного интрузивного, в том числе редкометалльно-гранитового, магматизма и рудогенеза (рис. 1).

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев В.И. Литий-фтористые граниты Дальнего Востока. СПб.: Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», 2014. 244 с.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.

Глубинная структура рудных районов очагового типа: Центральноазиатский сегмент Тихоокеанского рудного пояса / Под ред. Л.И. Брянского, Ю.И. Бакулина. М.: Наука, 1992. 156 с.

Глубинное строение и металлогения Восточной Азии / Отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышев, Б.Г. Саксин. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.

Петрищевский А.М. Глубинные структуры земной коры и верхней мантии Северо-Востока России по гравиметрическим данным // Литосфера. 2007. № 1. С. 46-64.

Романовский Н.П. Тихоокеанский сегмент Земли: глубинное строение, гранитоидные рудно-магматические системы. Хабаровск: ДВО РАН, 1999. 166 с.

Тектоника, глубинное строение и минерагения Приамурья и сопредельных территорий / Отв. ред. Г.А. Шатков, А.С. Вольский. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 190 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1305-1320.

RARE-METAL LITHIUM-FLUORIC GRANITES IN FOCAL MANTLE-CRUST STRUCTURES OF THE FAR EAST EARTH CRUST

Alekseev V.I., Alekseev I.V.

Saint-Petersburg Mining University (SPMU), Saint-Petersburg, Russia, via@spmi.ru

Global late mesozoic magmatism of the Pacific mobile belt (PMB), begun 200 million years ago and extended deeply in a continental frame of Pacific ocean, it is connected with high activity of an external cores, powerful emission of the restored gases, fusion mantle substances and lifting of melts to a surface of the Earth. This period corresponds to the beginning of Pangea desintegration and active horizontal moving of PMB blocks. The stretching of blocks was accompanied by formation of long-distance volcanic belts, and in interfaced orogenic structures there was a mass introduction granitoid intrusions. Taking into account modern data about a earth crust deep structure and composition the Russia Far East intracontinental granitoide areas connatural to plume magmatism displays [Jarmoljuk, Kovalenko, 2000]. Difference of PMB consists in prevalence the slightly metamorphized epioceanic complexes containing oversubduction and riftogenic plutonic buildups [Geodynamics…, 2006].

Plutonic and volcanic belts be spaced in areas piling-up sedimentary complexes and increase in capacity of crust PMB, characterised by the raised thermal stream, decompactification zones in a crust and a mantle. Gravimetric data and results of interpretation on tens seismic transects and regional profiles show essential fluctuations of earth crust and lithosphere capacity in the Far East. Within mesozoic folded complexes granitic- metamorphous layer capacity fluctuates from 25–30 to 10–12 km. Sharp increase of earth crust capacity to 45 km at the expense of a granite layer, at capacity decrease (to 50 km) is fixed in Badzhalo-Jamalinskiy and Chaunskiy granitization areas. On geothermal and geoelectric data lithosphere capacity is estimated in 75–100 km in the Jano-Kolyma and Novosibirsk-Chukchi fold-

ed systems and in 50–100 km – in Sihote-Alinsky system. The areas of the Far East mesozoic folded structures are characterised by values of a thermal stream density 45–70 мВт/м^2. The specific thermal stream is increased to 100–120 мВт/м^2 in young continental hollows, rift and volcanic belts. Carrying out of heat from mantle warmed-over diapirs is promoted by deep explosive structures, in particular transregional fault Tanlu [Deep structure…, 1992; Romanovskiy, 1999; the Deep structure…, 2010; Tectonics…, 2004; Alekseev, 2014].

The Far East continental earth crust is divided into western and east parts by linear gravitational anomaly of the first order – Indochina-Chukchi a step, – a zone of the raised horizontal gradient of the crust capacity generated in late mezozoic – cenozoic. This structure is shown in the form of an surface Moho excess on 34–42 km depth. Amplitude of anomaly 50–100 mGal, a horizontal gradient of a gravity field 1–2 mGal/km [Tectonics…, 2004]. A boundary gravitational step (in the south) and western gradient border of Verhojano-Ohotsky anomaly (in the north) supervise a uniform Far East transregional granitization zone a continental crust in length thousand kilometres and width to 1500 km. A typical component of this zone is the Far East lithium-fluoric granite belt, covering folded systems and granitoide provinces – Central-Asian, Sihote-Alinsky, Jano-Kolyma and Novosibirsk-Chukchi [Alekseev, 2014].

The Far East magmatism areas represent areas of gravitational gradients more a high rank. The region gravitational field is presented by the isolated gravity negative anomalies (-80–160 mGal) on general "background" of values Δg intensity 0–80 mGal, areas fixing presence deep earth crust decompactification and granitization – mantle diapire structures. The big contribution to a geologic-geophysical research of a asthenosphere ledges roof and development of focal structure model were brought by E.N. Lishnevsky, Yu.A. Pavlov, E.L. Reynlib, Yu.F. Malyshev, L.I. Bryanskiy, N.P. Romanovskiy, V.A. Bormotov, F.I. Manilov, Yu.Ya. Vashchilov, A.N. Didenko, etc. Mantle substances in focal structures testify to lifting affinity to a surface the high density substances (more than 3.3 g/cm^3), the raised values of temperature on surface Moho (500–900° C). Gravitational anomaly (30-60 mGal) is especially allocated Badzhalo-Jamalinsky gravity signature. The crust density over mantle domes is lowered owing to crust substances granitization under action of a mantle heat and fluids stream. The thermal stream of mantle diapirs has intermediate value between a specific stream of ancient crystal blocks and young riftogenic downwarping. Prevalence of a radiogene heat component (40–60 %) specifies in attenuation of processes mantle a warming up. Mantle diapirs are extended across all Far East, but their allocation is braked in connection with insufficient volume of regional geophysical profiles and transects in the north of the Far East. Geophysical researches of the Jano-Kolyma system deep structure have allowed to establish, that the zone of transition from asthenosphere to lithosphere has rather difficult layered structure got during the periods of tektono-magmatic activity at the highest levels of the Earth, including in late mezozoic, owing to partial lithosphere fusion in a mantle-core streams warmed-over substances. The model by a focal mantle-crust structure in layered "polyasthenosphere" is offered (Fig. 1). Lithosphere capacity in places granitoid wide distribution goes down from 100–170 to 65 km [Deep structure…, 1992; the Deep structure…, 2010; Petrishchevskiy, 2007; Romanovskiy, 1999].

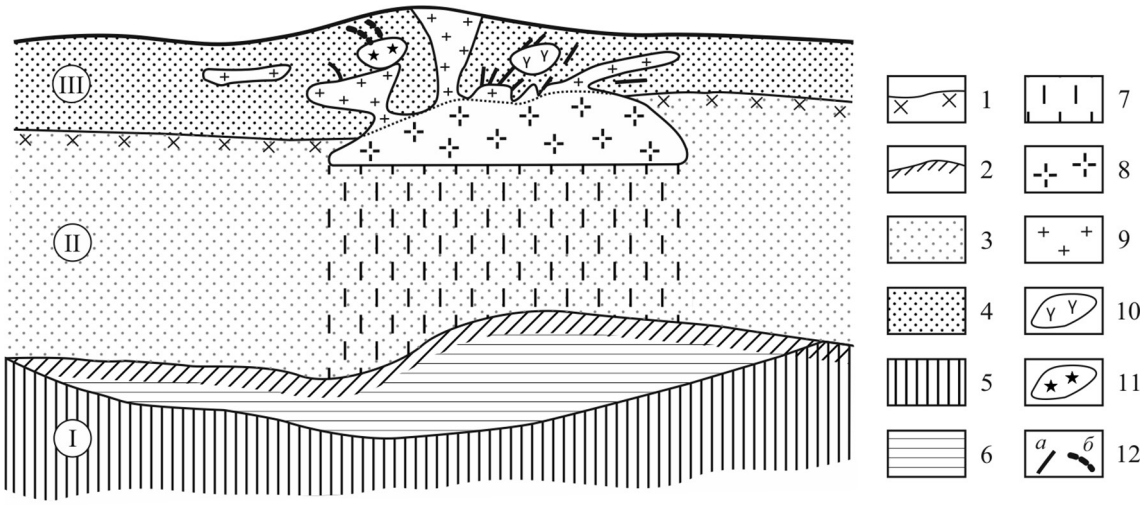


Fig. 1. Focal mantle-crust structure of the Far East earth crust (on [Deep structure…, 1992], with additions):

1, 2 – borders: the consolidated crust (1), Moho (2); 3, 4 – earth crust layers: consolidated (3), cover (4); 5–7 – mantle density: normal (5), abnormal (6), the magma conduits channel (7); 8–11 – granitoide buildups: granitoidt cryptobatholite (8), leukogranite massive (9), intrusion of monzonitoide (10) and lithium-fluoric granites (11); 12 – ore bodies connected with leukogranite, monzonitoide (10) and with Li-F granites (11). Figures in circle – depth layers of focal structures: lower (I), middle (II), upper (III).

Geophysical data show, that processes of mesozoic transregional PMB destruction led to deep splits of a continental crust, introduction мантийного substance and fluids in zones of high warming up and decompactification of crust, tektono-magmatic activization of baikalides, variscides and verkhoyanides, to formation focal structures. Intracontinental plutonic belts, including rare-metal granites areas of the Far East belt are dated for such structures [Jarmoljuk, Kovalenko, 2000; Alekseev, 2014]. In the Far East is moderate-collision magmatism conditions, characteristic for oversubduction collisions of a thin out continental plate both island arches and passing in conditions of the transforming suburbs, favorable for end granitoid series rare-metal Li-F granite prevailed. As the leading factor magma formation served deep focal structures of a continental crust. To focal structure corresponds the orogenic megaarch located on crossing of regional systems of deep fault. On a surface the megaarch is presented by group the orogenic arches containing of a intrusive complexes, including complex Li-F granites (Fig. 1). In total in Far East Li-F granites belt 11 megaarches are allocated: Chaunsky, Polousny, Verhne-Jansky, Verhne-Indigirsky, Verhne-Kolyma, Ohotsky, South-Verkhoyansk, Bureya-Badzhalsky, Bira-Hingansky, Primorskiy, Hankajsky. On deep horizons of focal structures settle down huge batholites: Chaunsky, Kuekvun-Iultinsky, Deputatsky, Badzhalsky, Bikino-Malinovsky, etc. On a modern erosive surface are usually bared intrusion of the disseminated granitoid magmatism upper zone: large bodies granites-leucogranites and small intrusion tin-bearing granites. Within Badzhal-Jamalinsky and Sihote-Alinsky minima, Verhojano-Ohotsky, Jano-Kolyma and Omolonsko-Chukchi signature areas Li-F granite complexes (pravourmiyskiy, tigrinskiy, kesterskiy, pyrkakayskiy, etc.), supervising largest wolfram-tin deposits (Pravourmiyskoe, Festivalnoe, Tigrinoe, Deputatskoe, Odinokoe, Pyrkakayskoe, etc.) are revealed . Focal structures with Li-F granites are mantle-crust: the bottom edges of granite batholites are located on depths of 4–16 km, and areas spreading them decompactification there are below Mokhorovichich surface, at the highest mantle levels – from 20–5 to 70–100 km [Geodynamics…, 2006; Deep structure…, 1992; the Deep structure…, 2010; Romanovskiy, 1999; Alekseev, 2014].

Thus, the traditional method of specialised geological spaces modelling (seismic, gravimetric, geothermal, magmatic) has allowed to develop the made in Russia concept focal mantle-crust structures – the deep tektono-magmatic structures of the central type including of three petrogenic layer: 1) lower – a zone lithospheric decompactification; 2) middle – a zone lower-middle crust decompactification, transportations of magmas and fluids, granitization; 3) upper – a zone of the orogenic dislocations, disseminated intrusive, including rare-metal-granite, magmatism and oregenesis (Fig. 1).

REFERENCES

Alekseev V.I. Lithium-fluoric granites of the Far East. SPb.: National mineral resources university (Mining University), 2014. 244 p. (In Russia)

Geodynamics, magmatism and metallogeny of the Russian East. In 2 books. Ed. by A.I. Khanchuk. Vladivostok: Dalnauka, 2006. 981 p. (In Russia)

Deep structure of ore areas focal type: the Central-Asian segment of the Pacific ore belt. Ed. by L.I. Bryanskiy, J.I.Bakulin. M.: Nauka, 1992. 156 p. (In Russia)

Deep structure and metallogeny of East Asia. Ed. by A.N. Didenko, Yu.F. Malyshev, B.G. Saksin. Vladivostok: Dalnauka, 2010. 332 p. (In Russia)

Petrishchevskiy A.M. Deep structure of earth crust and the upper mantle of the Russia Northeast on gravimetric data // Lithosphere. 2007. No 1. P. 46-64. (In Russia)

Romanovskiy N. P. The earth's pacific segment: deepstructure, granitoid-ore-magmatic systems. Khabarovsk: Institute of Tectonics and Geophysics, Far East Branch RAS, 1999. 167 p. (In Russia)

Tectonics, deep structure and minerageny of Amur River region and adjacent areas. Ed. by G.A. Shatkov, A.S. Volsky. SPb.: VSEGEI, 2004. 190 p. (In Russia)

Jarmoljuk V.V., Kovalenko V. I. Geodynamic conditions of batholite formation in the Central-Asian folded belt // Geology and geophysics. 2003. Vol. 44. No 12. P. 1305-1320. (In Russia)

ГЕОХИМИЯ И РУДОНОСНОСТЬ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ КАТУГИНСКОГО МАССИВА

Алымова Н.В., Владыкин Н.В.

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

С проявлениями щелочногранитного магматизма связаны уникальные месторождения редкометального сырья. К одному из наиболее крупных докембрийских редкометальных месторождений мира, ассоциирующих со щелочными гранитами, относится Катугинский редкометальный (Ta, Nb, Zr, Y, REE) массив.

Массив расположен в южной краевой части Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита, в непосредственной близости от южной границы Станового структурного шва, отделяющего этот геоблок от Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса. Щелочные граниты Катугинского массива локализованы в пределах субширотной Калаканской тектонической зоны, протягивающейся вдоль южной краевой части раннепротерозойского Кодаро-Удоканского прогиба, сложенного преимущественно метатерригенными породами удоканской серии [Котов и др., 2015].

Рядом с Катугинским массивом находится большой Каларский массив гранитов рапакиви, площадью более 1000 км^2. Ранее П.Г. Недашковским (2003) была установлена раннепротерозойская (1728 млн лет) редкометальная минерализация второй фазы щелочных гранитов, подобная Катугинской, генетически связанная со становлением Улканского вулкано-плутона (Приамурье) рапакивигранитной формации. Поэтому предполагалось, что и граниты Катугинского массива генетически связаны с гранитами рапакиви, однако, последние оказались более молодого возраста [Владыкин, 2014].

К настоящему времени установлено, что возраст циркона из рудного обособления в эгирин-амфиболовых гранитах составляет 2055 ± 7 млн лет [Котов и др., 2015] и в пределах ошибки совпадает с оценкой кристаллизации гранитов катугинского комплекса 2066 ± 6 млн лет (U-Pb-метод по циркону) [Ларин и др., 2002].

В плане массив является небольшим, состоящий из 2 выходов, площадь которых 3 и 18 км^2 соответственно (рис. 1). По минерально-петрографическому составу и содержанию полезных компонентов были выделены пять фациальных разновидностей щелочных гранитов массива: I-биотитовые; II-рибекит-биотитовые; III-биотит-арфведсонитовые; IV-арфведсонитовые; V-эгирин-арфведсонитовые и эгириновые. Заканчивается процесс дифференциации необычными породами с большим количеством фторидов – криолита и гагаринита.

Редкометалльные щелочные граниты массива – среднезернистые породы массивной структуры. Встречаются и порфировидные разновидности с вкрапленниками калиевого полевого шпата. Граниты сложены кварцем, микроклином, альбитом и темноцветными минералами – эгирином и арфведсонитом. Главными минералами-концентраторами комплексного редкометалльного (Ta, Nb, Zr, Y, REE) оруденения данного месторождения являются циркон, пирохлор и гагаринит. В рудных гранитах наблюдается уникальное явление – отсадка ранних циркона и пирохлора, содержание которых в некоторых участках доходит до 50 % от объема породы [Владыкин и др., 2014].

Граниты Катугинского месторождения относятся к агпаитовым щелочным гранитам и характеризуются высокими содержаниями большинства некогерентных элементов. Редкометалльные граниты массива отличаются повышенными содержаниями щелочей (Na_2O + + K_2O до 11.49 %), преимущественно натриевым типом щелочности (K_2O/Na_2O = 0.52–2.44)

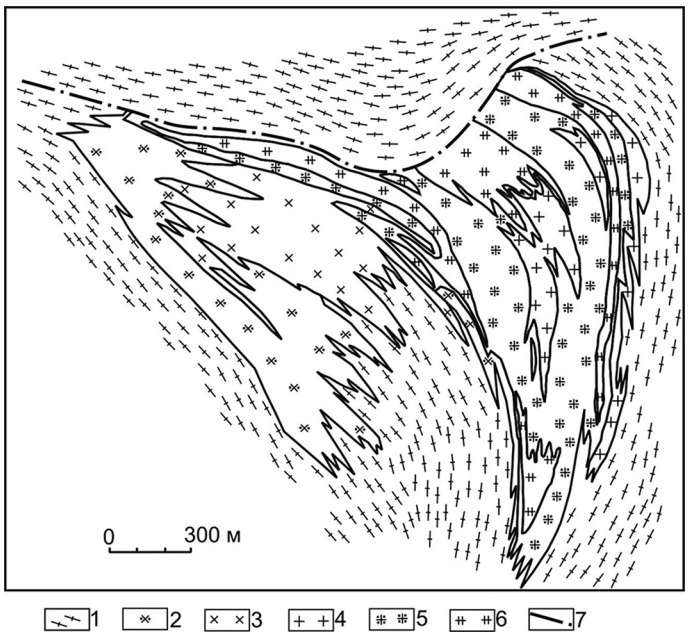


Рис. 1. Схема геологического строения Катугинского массива по [Архангельская и др., 2012] с уточнениями авторов.

1 – вмещающие породы: гнейсы, мигматиты; граниты Катугинского массива: 2 – биотитовые; 3 – рибекит-биотитовые; 4 – биотит-арфведсонитовые; 5 – арфведсонитовые; 6 – эгирин-арфведсонитовые и эгириновые; 7 – тектонические нарушения.

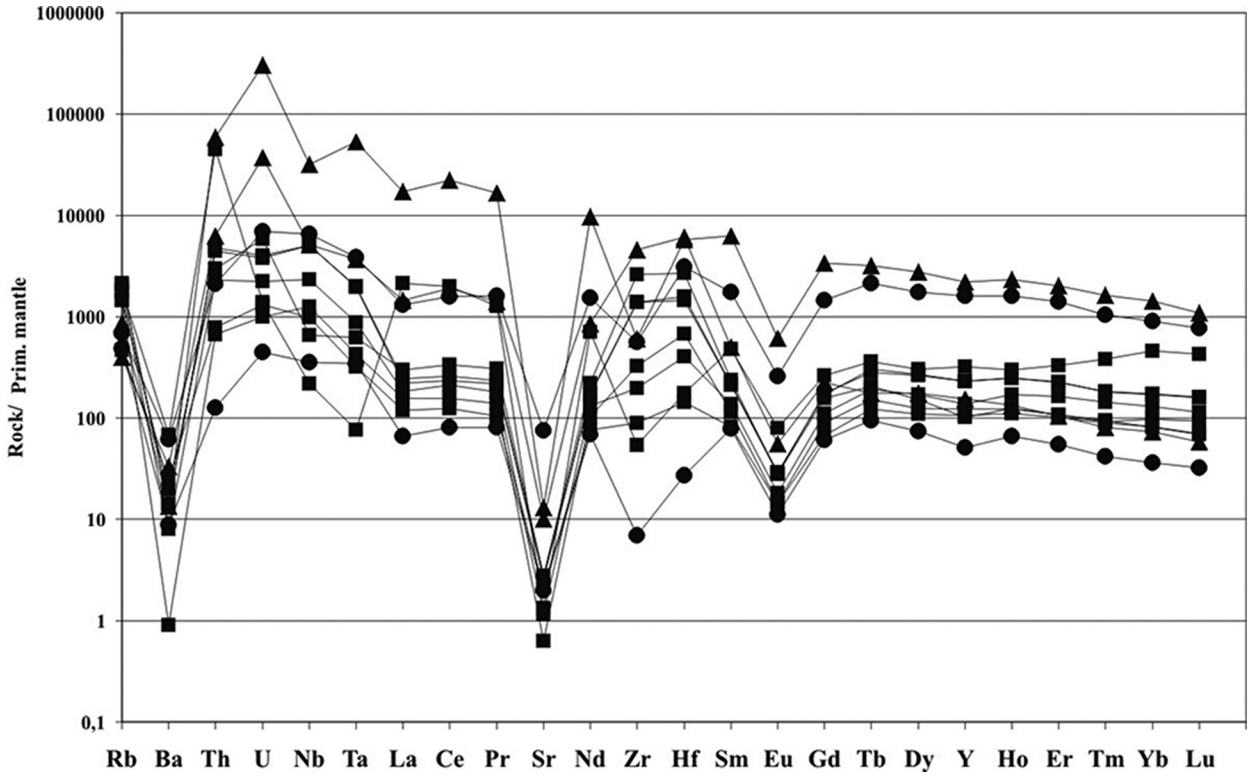


Рис. 2. Спайдердиаграммы редкометальных гранитов и приконтактовых метасоматитов (фениты).

и высокими значениями коэффициента агпаитности (Ка) до 1.4. Встречаются разновидности гранита с Ка = 1, в которых наблюдается слюда лепидомеланового состава. Кроме того, граниты массива отличаются повышенными содержаниями Rb, Li, Y, Zr, Hf, Ta, Nb, Th, U, Zn, Ga, REE и низкими содержаниями Ca, Mg, Al, P, Ba, Sr.

Одинаковой конфигурацией линий в REE спектрах отражается поведение редкоземельных элементов всех фациальных разновидностей щелочных гранитов массива. Породы Катугинского массива умеренно обогащены тяжелыми редкими землями, для них характерен малый наклон кривых спектра и Eu минимум. Для вмещающих неизмененных пород (амфиболитов и сиенит-порфиров) характерен почти хондритовый спектр REE без фракционирования Eu. Наивысшие концентрации REE наблюдаются в пирохлоровой залежи и флюид-гидротермальных породах с криолитом и гагаринитом. Приконтактовые фениты по гнейсам и сланцам имеют более низкие содержания REE, а линии спектра у них аналогичны гранитным, что свидетельствует о том, что источником REE были сами граниты массива [Владыкин и др., 2014].

Спайдердиаграммы редкометальных гранитов и приконтактовых метасоматитов (фенитов) – три нижних спектра, отличаются довольно резко (рис. 2). Для них характерны более низкие концентрации редких элементов с отрицательными и положительными аномалиями иттрия и различными вариациями U, Th, Nb, Ta и др. Конфигурация спектров неизмененных вмещающих пород имеет почти горизонтальное расположение [Владыкин и др., 2014].

Ранее рядом исследователей Катугинский редкометальный массив относили к формации приразломных метасоматитов [Архангельская и др., 2012; Быков и др., 1995; Собаченко, 1998]. Проведенными петрологогеохимическими и термобарогеохимическими исследованиями последних лет был доказан магматический генезис пород массива и связанная с ними рудоносность [Владыкин и др., 2014; Ларин и др., 2002; Котов и др., 2015 и др.].

ЛИТЕРАТУРА

Архангельская В.В., Рябцев В.В., Шурига Т.Н. Геологическое строение и минералогия месторождений тантала России // Минеральное сырье. 2012. № 25. 318 с.

Быков Ю.В., Архангельская В.В. Катугинское редкометальное месторождение // В кн.: Месторождения Забайкалья. М.: Геоинформмарк, 1995. Т. 1. Кн. 2. С. 76-85.

Владыкин Н.В. Геохимия и генезис Катугинского редкометального массива щелочных гранитов // Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма. Школа «Щелочной магматизм Земли». Труды 31-й Междунар. конф. М.: ГЕОХИ РАН, 2014. С. 26-28.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. О возрасте Катугинского Ta-Nb месторождения (Алдано-Становой щит): к проблеме выделения новой глобальной редкометальной металлогенической эпохи // Доклады Академии наук. 2002. Т. 383. № 6. С. 807-811.

Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ларин А.М., Гладкочуб Д.П., Сальникова Е.Б. и др. Новые данные о возрасте оруденения уникального Катугинского редкометального месторождения (Алданский щит) // Доклады Академии наук. 2015. Т. 463. № 2. С. 187-191.

Недашковский П.Г. Улканский плутонии его редкометально-редкоземельная минерализация - пример гранитоидных производных глубинных источников // Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма. Труды междунар. семинара. Иркутск. Изд-во Института географии СО РАН, 2003. С. 144-160.

Собаченко В.Н. К проблеме генезиса крупных редкометальных месторождений, связанных с приразломными метасоматитами в породах докембрия юга Восточной Сибири // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. Изд-во: Санкт-Петербургский горный институт, 1998. С. 84-92.

GEOCHEMISTRY AND ORE POTENTIAL OF RARE-METAL ALKALINE GRANITES, KATUGIN MASSIF

Alymova N.V., Vladykin N.V.

A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, SB RAS, Irkutsk, Russia, alymova@igc.irk.ru

The alkaline granite magmatism occurrences are associated with unique rare-metal deposits. The Katugin composite rare metal (Ta, Nb, Zr, Y, and REE) deposit is one of the largest Precambrian rare metal deposits associated with alkalic granite in the world.

The Katugin Massif is located at the southern margin of the Chara–Olyokma block of the Aldan Shield in the vicinity of the southern boundary of the Stanovoi Structural Suture, which separates this block from the Selenga–Stanovoi superterrane of the Central Asian Fold Belt. The alkaline granites of the Katugin Massif occur within the limits of the sublatitudinal Kalakan Tectonic Zone stretching along the southern marginal part of the Palaeoproterozoic Kodar–Udokan depression composed mainly of metaterrigenous rocks of the Udokan Group [Kotov et al., 2015].

Close to the Katugin Massif there is a vast Kalar complex that includes rapakivi granites covering over 1000 km^2. There is the Ulkan complex of rapakivi granites in the Amur Region. The second phase of alkaline granites (1728 Ma) that is genetically related to rapakivi granites and mineralization being similar to the Katugin Massif is found inside the complex of rapakivi granites [Nedashkovskyi, 2003]. Thus, it is suggested that the Katugin alkaline granites are genetically related to the rapakivi granites. However, these granites are younger [Vladykin, 2014].

By present the zircon age from the ore segregation within the aegirine–amphibole alkalic granite is estimated as 2055 ± 7 Ma [Kotov et al., 2015] and coincides within the error limits with the age estimate of the crystallization of the Katugin Complex alkalic granites (2066 ± 6 Ma, U-Pb zircon age [Larin et al., 2002].

The Massif consists of two small outcrops (3 and 18 sq. km, correspondingly) (Fig. 1). Five facies varieties are distinguished in terms of min-

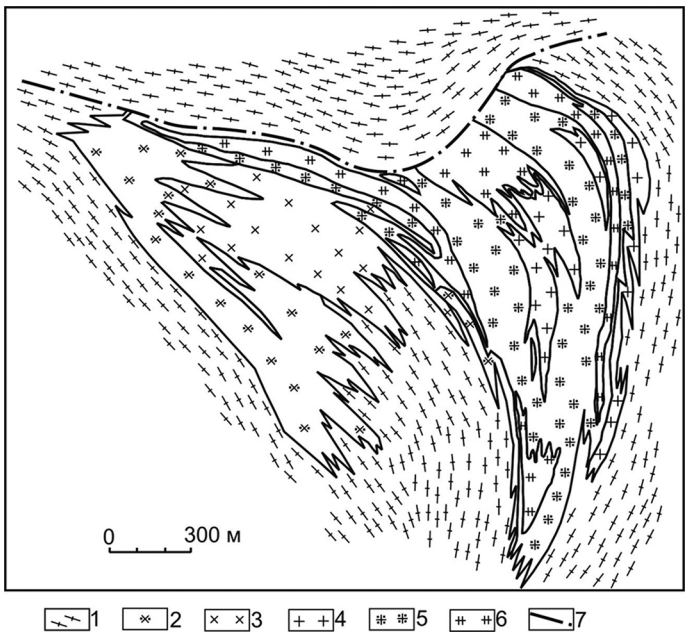


Fig. 1. Geological scheme of the Katugin complex from [Arkhangelskaya et al., 2012] with the authors' modifications.

1 – host rocks: gneiss, migmatite; Katugin complex granites: 2 – biotite; 3 – rhybekite-biotite; 4 – biotite arfvedsonite; 5 – arfvedsonite; 6 – aegirine-arfvedsonite and aegirine; 7 – tectonic dislocations.

eral-petrography composition and contents of useful components: I-biotite; II-rhybekite-biotite; III-biotite arfvedsonite; IV-arfvedsonite; V-aegirine-arfvedsonite and aegirine. The differentiation process is terminated with unusual rocks demonstrating high abundances of fluorides (cryolite and gagarinite).

The Katugin rare-metal alkaline granites include medium-grained rocks with the massive texture. The porphyry-like varieties with potassium feld spar phenocrysts are found as well. The granites are composed of quartz, microcline, albite and dark-color minerals (aegirine and arfvedsonite). The major mineral concentrators of composite rare-metal (Ta, Nb, Zr, Y, REE) rare metal mineralization are zircon, pyrochlore and gagarinite. The ore granites show unique phenomenon (separation of early zircons and pyrochlore; their shares in some parts can reach as high as 50 % of the rock's volume [Vladykin et al., 2014].

The Katugin granites are considered to be agpaitic alkaline granites and demonstrate high contents of incoherent elements. Rare-metal granites are rich in alkalis ($Na_2O + K_2O$ is up to 11.49 %) of dominantly sodium alkalinity type ($K_2O/Na_2O = 0.52–2.44$) with a high value of NK/A to 1.4. The varieties demonstrating Ka = 1 are observed as well. The mica of lepidomelane composition occurs here. Apart from that, the granites are enriched with Rb, Li, Y, Zr, Hf, Ta, Nb, Th, U, Zn, Ga, and REE, but are depleted in Ca, Mg, Al, P, Ba, and Sr.

Similar line configuration in REE spectra indicates the behavior of rare-earth elements of all facies varieties of the Katugin alkaline granites. The REE patterns of the Katugin Massif granites are moderately enriched by HREE; they demonstrate a gentle slope of the pattern and have negative Eu anomaly. The host non-altered amphibolites and syenite porphyries show almost a chondrite-like TR spectrum without Eu fractionation. The highest TR contents are typical of the pyrochlore occurrence and fluid-hydrothermal rocks with cryolites and gagarinite. The near-contact fenites after gneiss and schist show lower REE contents as compared with granites. However, their spectrum curves are similar to those of granites that evidences that the granites served as REE source [Vladykin et al., 2014].

Spider diagrams of rare-metal granites and near-contact metasomatites (fenites) (three lower spectra, Fig. 2) are significantly different. They demonstrate lower concentrations of rare elements with negative and positive yttrium anomalies and different U, Th, Nb, Ta etc. variations. The spectrum curves of the non-altered host rocks are almost horizontal [Vladykin et al., 2014].

Some researchers [Arkhangelskaya et al., 2012; Bykov et al., 1995; Sobachenko, 1998] believed that the rare-metal occurrence was associated to near-fault metasomatites. The petrologic-geochemical and thermobarogeochemical studies confirmed the magmatic genesis of ore-bearing alkaline granites [Vladykin et al., 2014; Larin, 2002; Kotov et al., 2015].

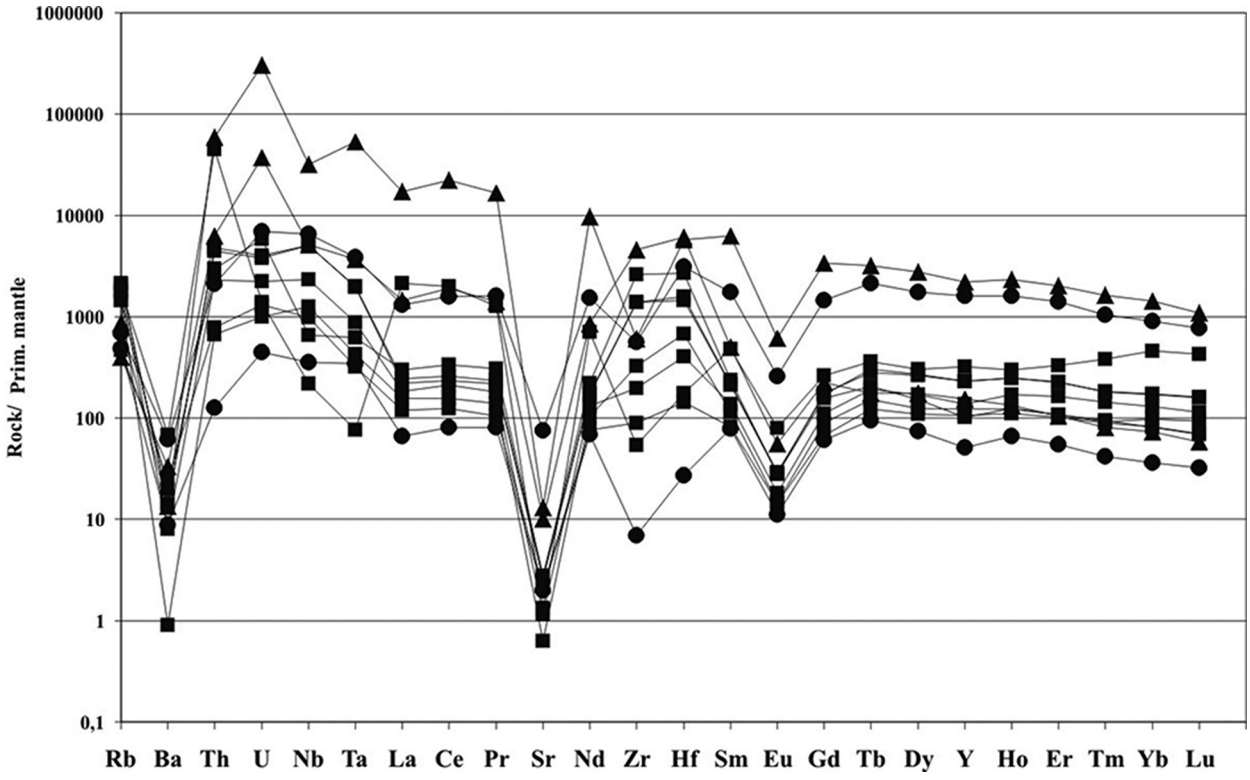


Fig. 2. Spider diagrams of rare-metal granites and near-contact metasomatites (fenites).

REFERENCES

Arkhangelskaya V.V., Ryabtsev V.V., Shuriga T.N. Geologic structure and mineralogy of tantalum deposits in Russia // Mineral raw material. 2012. N 25, 318 p.

Bykov Yu.A., Arkhangelskaya V.V. Katugin rare metal deposit. In *Deposits of Transbaikalia.* Moscow: Geoinformmark, 1995. V. 1. N 2. P. 76–85.

Vladykin N.V. Geochemistry and genesis of Katugin complex rare-metal alkaline granites// Ore potential of alkaline, kimberlite and carbonatite magmatism. In Alkaline Magmatism of the Earth. Proceedings of 31 International conference.-M.: GEOKHI RAS, 2014. P. 26-28.

Larin A.A., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovalenko V.I., Kovach V.P. On the age of the Katugin Ta-Nb deposits (Aldan-Stanovoy shield): to the problem of revealing a new rare-metal metallogeny epoch // Doklady Earth Sci. 2002. V. 383. N 6. P. 807-811.

Kotov A.B., Vladykin N.V., Larin A.M., Gladkochub D.P., Salnikova E.B. New data on the mineralization age of the Katugin rare metal deposit (Aldan shield) // Doklady Earth Sci. 2015. V. 462. N 2. P. 187-191.

Nedashkovskyi P.G. Ulkan pluton; its rare-earth mineralization – an example of granitoid derivatives of deep-seated sources // Plumes and problems of deep-seated sources of alkaline magmatism. Proceedings of the International Workshop. Irkutsk: Institute of Geography SB RAS Publishing House. 2003. P. 144-160.

Sobachenko V.N. On the problem of genesis of large rare-metal deposits associated with near-fault metasomatites and unique deposits of rare and noble metals. Sankt-Petersburg Mining Institute Publishing House, 1998. P. 84-92.

Rb-Sr И U-Pb ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОМЕТРИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ В ГРАНИТОИДАХ СЕВЕРНОГО ТИМАНА

Андреичев В.Л., Соболева А.А.*, Удоратина О.В.*, Кобл М.А.**, Миллер Э.Л.***

*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, izo@geo.komisc.ru, aa_soboleva@mail.ru, udoratina@geo.komisc.ru
**Факультет геологических наук, Стенфордский университет, Стэнфорд, США, coblem@stanford.edu, elmiller@stanford.edu

В пределах Канино-Тиманской гряды в северо-западной части Северного Тимана представлены доступные непосредственному наблюдению интрузивные породы различного состава и возраста: габбро-долериты и долериты, граниты, сиениты, оливин-керсутитовые габбро, щелочные габброиды [Ивенсен, 1964; Мальков, 1972; Костюхин, Степаненко, 1987]. Все они прорывают осадочно-метаморфические отложения неопротерозойской барминской серии и перекрываются известняками лландоверийского яруса.

Породы кислого состава слагают массивы Большой Камешек, Сопки Каменные и небольшие интрузивные тела в районе сиенитового массива мыса Большой Румяничный.

Массив Большой Камешек представляет собой штокверкообразное тело и занимает видимую площадь около 7.5 км^2. Основная площадь массива сложена массивными, часто гнейсовидными, крупнозернистыми и порфировидными биотитовыми гранитами. На севере, востоке и юге на отдельных участках граниты контактируют с метаморфическими сланцами. Четкий интрузивный контакт гранитов с габбро-долеритами наблюдается в западной части массива, где мелкозернистые аплитовидные граниты образуют многочисленные жилоподобные маломощные ветвящиеся тела, прорывающие магматические породы более основного состава.

Контакты гранитов с породами рамы резкие, интрузивные. В зоне экзоконтакта сланцы серицитизированы и окварцованы. В эндоконтакте наблюдается зона закалки мощностью от десятков сантиметров до первых десятков метров, представленная мелкопорфировидными гранитами. Контакты гранитов с габбро-долеритами более сложные и разнообразные. Наиболее часто породы связаны постепенными переходами. Габбро-долериты по направлению к контактам с гранитами постепенно сменяются полевошпатизированными и биотитизированными разновидностями, представляющими собой порфиробластовые биотит-полевошпатовые породы, минеральный состав которых отвечает кварцевому сиениту. Лейкократовые граниты, слагающие центральные части массива, в зоне эндоконтакта с габбро-долеритами постепенно сменяются биотитовыми и биотит-амфиболовыми граносиенитами, а в областях непосредственного контакта – кварцевыми сиенитами. Гранитоиды и габбро-долериты рассекаются дайками гранит-порфиров и гранит-аплитов мощностью от 0.2 до 5.5 м. Все магматические породы массива пересечены узкими линейно вытянутыми зонами деформаций, в пределах которых гранитоиды и габбро-долериты интенсивно катаклазированы, разгнейсованы и милонитизированы. Линейность, хорошо развитая в этих зонах, имеет северо-западное простирание. В гранитах появляется гнейсовидность, выраженная плоскостной ориентировкой мелкочешуйчатых агрегатов биотита. Иногда граниты преобразованы в грейзены карбонат-флюорит-кварц-мусковитового состава.

Главными породообразующими минералами гранитов являются микроклин-пертит, кварц и плагиоклаз. Во второстепенных количествах присутствует биотит, с приближением к контактам с габбро-долеритами появляется амфибол. Акцессорные минералы представлены цирконом, титанитом, апатитом, анатазом, монацитом, торитом и турмалином. Вторичные минералы – альбит, серицит, хлорит, эпидот, кальцит, клиноцоизит, пирит, флюорит, лейкоксен, молибденит, галенит, сфалерит и халькопирит. В зонах катаклаза и милонитизации в гранитах появляются мусковит, хлорит.

Согласно петрохимической классификации, породы относятся к семейству субщелочных гранитов. Содержание SiO_2 колеблется от 70 до 77 мас. %, щелочей – от 8 до 10 мас. %, величина Na_2O/K_2O – 0.45–0.80.

Массив Сопки Каменные занимает видимую площадь около 15 км^2. Граниты слагают две плоские изолированные сопки, разделенные узкой депрессией. Контакт гранитов с габбро-долеритами отмечается в южной части массива. Граниты в зоне эндоконтакта более меланократовые и представлены наиболее богатыми биотитом разновидностями. Габбро-долериты в экзоконтактовой зоне с гранитами шириной 50–70 м полевошпатизированы и биотитизированы.

Наибольшее распространение в пределах массива имеют массивные крупнопорфировидные розовые граниты, слагающие северную и северо-восточную части массива. В южной части развиты среднекрупнозернистые, равномернозернистые, часто гнейсовидные граниты. Массивные мелкозернистые аплитовидные граниты преобладают в западной части. Жилоподобные тела гранит-порфиров, сложенные мелкозер-

нистыми лейкократовыми породами с разрозненными вкрапленниками полевых шпатов и кварца, секут граниты в южной части массива. Гранит-порфиры, в свою очередь, пересекаются жилами гранит-аплитов, представленных равномернозернистыми, мелкозернистыми породами розового или кремового цвета. Минеральный состав пород аналогичен составу гранитов массива Большой Камешек.

Процессы катаклаза и милонитизации наиболее интенсивно проявлены в северо-западной и южной частях массива, где граниты почти повсеместно представлены гнейсовидными разновидностями. Гнейсовидность выражена в субпараллельном расположении чешуек биотита. В зонах интенсивного дробления породы подверглись грейзенизации, в результате чего появляется новообразованный флюорит.

По химическому составу эти породы относятся к семейству гранитов. Содержание SiO_2 варьирует от 75 до 78 мас. %, щелочей – от 8.2 до 8.8 мас. %, Na_2O/K_2O – около 0.5.

В южной части сиенитового массива мыса Большой Румяничный метаморфические сланцы, долериты и сиениты интрудированы жилами мелкозернистых биотитовых гранитов мощностью от 0.2 до 20 м.

Главными породообразующими минералами являются кварц, микроклин и плагиоклаз, во второстепенных количествах присутствует щелочной амфибол. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и гранатом, вторичные минералы – альбитом, кальцитом, мусковитом, турмалином, пиритом и молибденитом.

По петрохимической классификации породы относятся к семейству щелочных гранитов. Содержание SiO_2 колеблется от 73 до 76 мас. %, щелочей – от 6.7 до 10.3 мас. %, величина Na_2O/K_2O – 1–2.

Магматические породы Северного Тимана постоянно привлекали внимание геологов. В своих исследованиях они в той или иной мере затрагивали моменты, касающиеся возраста магматических пород, в том числе и гранитов. Граниты считались одновозрастными, а суждения о возрасте основывались на незначительном количестве K-Ar изотопных датировок. При Rb-Sr датировании были получены результаты, свидетельствующие о формировании гранитов в эдиакарии [Андреичев, 1998]. Мыс Большой Румяничный: 587 ± 4 млн лет, $^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0.7203 \pm 0.0002$, СКВО = 1.2. Массив Большой Камешек: 597 ± 6 млн лет, $^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0.7078 \pm 0.0006$, СКВО = 0.9. Массив Сопки Каменные: 591 ± 7 млн лет, $^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0.7225 \pm 0.0017$, СКВО = 1.2 (приводимые в тексте погрешности соответствуют 2σ).

Д. Джи с соавторами [Gee et al., 2000] опубликовали Pb-Pb (Pb-evaporation) возрасты единичных зерен циркона из гранитоидов фундамента Печорской синеклизы (567–551 млн лет), более молодые, чем Rb-Sr возрасты северотиманских гранитов. Гранитоиды фундамента Печорской синеклизы считались одновозрастными с гранитами Тимана, но их Pb-Pb цирконовый возраст ставил под сомнение приведенные выше Rb-Sr возрасты, поэтому для дополнительной аргументации было проведено U-Pb (SIMS, SHRIMP-RG) датирование цирконов из северотиманских гранитов.

U-Pb возраст цирконов из гранитов массива Большой Камешек составил 618 ± 5 млн лет (95 %, СКВО = = 1.12), а из гранитов мыса Большой Румяничный – 609 ± 13 млн лет (95 %, СКВО = 1.05. Эти U-Pb датировки лишь немного древнее Rb-Sr возрастов, чего нельзя сказать о датировках цирконов из гранитов массива Сопки Каменные. Их возраст оказался значительно древнее. Были проанализированы цирконы из двух образцов гранитов. Полученные результаты оказались сопоставимы: возраст цирконов из обр. 185 (северная часть массива Сопки Каменные) составил 727 ± 5 млн лет (2 σ, СКВО = 0.31), а из обр. 182 (центральная часть массива) – 727 ± 7 млн лет (2 σ, СКВО = 3.9).

Таким образом, Rb-Sr и U-Pb изотопно-геохронометрические данные по гранитоидам Северного Тимана свидетельствуют о дискретности магматизма. Формирование гранитов мыса Большой Румяничный и массива Большой Камешек происходило в эдиакарии, а граниты массива Сопки Каменные имеют криогенийский возраст. Образование этих пород и гранитоидов фундамента Печорской синеклизы происходило в разное время, то есть формирование гранитов на Тимане и в фундаменте Печорской синеклизы происходило в результате не одного, а нескольких самостоятельных магматических событий.

Работа выполнена по теме госзадания № 115012130018 ИГ Коми НЦ УрО РАН, при частичной финансовой поддержке Комплексной программы УрО РАН (проект 15-18-5-40) и Национального научного фонда США (премии NSF по тектонике 0948673 и 1624582 для Э. Миллер).

ЛИТЕРАТУРА

Андреичев В.Л. Изотопная геохронология интрузивного магматизма Северного Тимана. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 90 с.

Ивенсен Ю.П. Магматизм Тимана и полуострова Канин. М.; Л.: Наука, 1964. 126 с.

Костюхин М.Н., Степаненко В.И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона. Л.: Наука, 1987. 232 с.

Мальков Б.А. Петрология дайковой серии щелочных габброидов Северного Тимана. Л.: Наука, 1972. 128 с.

Gee D.G., Beliakova L., Pease V. et al. New, Single Zircon (Pb-Evaporation) Ages from Vendian Intrusions in the Basement beneath the Pechora Basin, Northeastern Baltica // Polarfoschung. 1998 (erschienen 2000). V. 68. P. 161-170.

Rb-Sr AND U-Pb ISOTOPE-GEOCHRONOLOGY SYSTEMS IN GRANITOIDS OF NORTHERN TIMAN

Andreichev V.L., Soboleva A.A.*, Udoratina O.V.*, Coble M.A.**, Miller E.L.***

*Institute of Geology, Komi Science Center, Ural Branch of RAS, Syktyvkar, Russia, izo@geo.komisc.ru, aa_soboleva@mail.ru, udoratina@geo.komisc.ru
**Department of Geological Sciences, Stanford University, Stanford, CA 94305, coblem@stanford.edu, elmiller@stanford.edu

Within the Kanin-Timan Ridge, intrusive rocks of various compositions and age include gabbro-dolerites and dolerites, granites, syenites, olivine-kersutite gabbros, alkaline gabbroids [Ivensen, 1964; Malkov, 1972; Kostyukhin, Stepanenko, 1987] and are exposed in the northwestern part of Northern Timan. The intrusive bodies cut sedimentary and metamorphic rocks of the Neoproterozoic Barmin series and are overlain unconformably by Llandoverian limestones.

Silicic magmatic rocks compose the Bolshoy Kameshek and Sopki Kamennyie plutons as well as small intrusions in the area of the Cape Bolshoy Rumyannichny syenite pluton.

The Bolshoy Kameshek pluton is a stockwork-shaped body which is exposed across an area of about 7.5 km^2. Massive, often gneissic, coarse-grained and porphyritic biotite granites compose the main part of the pluton. In the north, east and south in some areas, one can see contacts of granites with metamorphic schists. A clear intrusive contact of granites with gabbro-dolerites is observed in the western part of the pluton, where fine-grained aplite-like granites form numerous vein-like, thin branching bodies that clearly intrude the more mafic igneous rocks.

Contacts of granites with country rocks are sharp and clearly intrusive. In the contact aureoles schists are sericitized and silicified. In the marginal part of the pluton we observed a chilled zone represented by fine-porphyry granites several tens of centimeters to several tens of meters thick. Contacts of granites with gabbro-dolerites are more complex and diverse. Gradual transitions are often observed between these rocks. Towards the contacts with granites, gabbro-dolerites are gradually replaced by biotite-feldspar rich rocks where these minerals are porphyroblastic in rocks with an overall composition of quartz syenite. Leucocratic granites composing the central parts of the pluton are gradually replaced by biotite and biotite-amphibole granosyenites toward to the contact with gabbro-dolerites, and in the direct contact – by quartz syenites. Dikes of granite porphyry and granite-aplites 0.2–5.5 m thick cut granitoids and gabbro-dolerites. All magmatic rocks of the pluton are intersected by narrow zones of deformation, within which granitoids and gabbro-dolerites were subjected to intensive cataclasis, gneissification and mylonitization. Generally lineations are well-developed in these zones and trend NW. Gneissose fabrics occur in granites, where often they are defined by the planar orientation of fine aggregates of biotite. Sometimes granites are transformed into greisens of carbonate-fluorite-quartz-muscovite composition.

The main rock-forming minerals of granites are microcline-perthite, quartz and plagioclase, with biotite present in minor quantities. Amphibole appears in proximity to contacts with gabbro-dolerites. Accessory minerals include zircon, titanite, apatite, anatase, monazite, thorite and tourmaline. Secondary minerals are albite, sericite, chlorite, epidote, calcite, clinozoisite, pyrite, fluorite, leucoxene, molybdenite, galena, sphalerite and chalcopyrite. In the zones of cataclasis and mylonitization, granites contain appreciable volumes of muscovite and chlorite.

According to their petrochemical classification, the rocks are subalkaline granites. Their SiO_2 content ranges from 70–77 wt %, ($Na_2O + K_2O$) – from 8–10 wt. %, Na_2O / K_2O ratio is 0.45–0.80.

The Sopki Kamennyie pluton has an exposed area of about 15 km^2. Granites form two flat isolated hills, separated by a narrow depression. The contact of granites with gabbro-dolerites is seen the southern part of the pluton. Granites in the contact zone are more melanocratic and are represented by rocks rich in biotite. Gabbro-dolerites in the contact aureole around granites (50–70 m wide) are subjected to feldspathization and biotitization.

The most widespread rock type within the pluton is massive pink porphyry granite that forms its northern and northeastern parts. In the southern part, medium to coarse grained, uniformly grained, often gneiss-like granites are developed. Massive fine-grained aplite-like granites predominate in the western part. The vein-like granite-porphyry bodies consist of fine-grained leucocratic rocks with scattered phenocrysts of feldspars and quartz and cut granites in the southern part of the pluton. Granite-porphyries, in turn, are intersected by veins of granite-aplites, represented by

equigranular, fine-grained rocks of pink or white color. The mineral composition of the rocks is similar to the composition of the granites of the Bolshoy Kamenshek pluton.

Cataclasis and mylonitization is most pervasive in the northwestern and southern parts of the pluton, where granites almost everywhere have gneissic textures. Gneissic fabrics are defined by the subparallel orientation of biotite. In zones of intense crushing, the rocks underwent greisenization that resulted in the appearance of newly formed fluorite.

The chemical composition of these rocks show them to be granites. The SiO_2 content varies from 75–78 wt %, ($Na_2O + K_2O$) – from 8.2–8.8 wt %, Na_2O / K_2O ratio is about 0.5.

In the southern part of the Cape Bolshoy Rumyannichny pluton, syenites and dolerites as well as the enclosing metamorphic schists are intruded by veins of fine-grained biotite granites 0.2–20 m thick.

The rock-forming minerals are quartz, microcline, plagioclase, with small amount of alkaline amphibole. Accessory minerals are represented by apatite, zircon, and garnet. Secondary minerals are albite, calcite, muscovite, tourmaline, pyrite, and molybdenite. According to petrochemical classification most rocks are alkaline granites. The SiO_2 content ranges from 73–76 wt %, ($Na_2O + K_2O$) – from 6.7–10.3 wt %, Na_2O / K_2O ratio is 1–2.

The magmatic rocks of Northern Timan have always attracted the attention of geologists. In their studies, they considered the age of the magmatic rocks, including the granites. Granites were considered to be coeval, and this judgment was based on a small number of K-Ar ages. Rb-Sr dating yielded an Ediacaran age of granites [Andreichev, 1998]. The Cape Bolshoy Rumyannichny pluton: 587 ± 4 Ma and $^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0.7203 \pm 0.0002$, MSWD = 1.2. The Bolshoy Kameshek pluton: 597 ± 6 Ma, $^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0.7078 \pm 0.0006$, MSWD = 0.9. The Sopki Kamennyie pluton: 591 ± ± 7 Ma, $^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0.7225 \pm 0.0017$, MSWD = 1.2 (the errors listed in the text correspond to 2σ).

Gee et al. [2000] reported Pb-Pb (Pb-evaporation) ages of 567–551 Ma on single grains of zircon from the granitoids of the basement of the Pechora Basin, which are significantly younger than the Rb-Sr age of Northern Timan granites. Granitoids in the basement of Pechora Basin were considered to be of the same age as the Northern Timan granites but their Pb-Pb zircon age questioned the Rb-Sr ages listed above. Therefore to obtain additional evidence for the age of Northern Timan granites we carried out U-Pb (SIMS, SHRIMP-RG) dating of zircons.

The new U-Pb age of zircons from the granites of the Bolshoy Kameshek pluton is 618 ± 5 Ma (95 % conf., MSWD = 1.12), and the granites of the Cape Bolshoy Rumyannichny yield 609 ± 13 Ma (95 % conf., MSWD = 1.05). These U-Pb ages are only slightly older than the Rb-Sr ages, except for the zircon ages for the granites of the Sopky Kamennyie pluton. Their ages are much older. Zircons from two granite samples were analyzed. The results obtained are comparable: the age of zircons from the sample 185 (the northern part of the Sopky Kamennyie pluton) is 727 ± ± 5 Ma (2σ, MSWD = 0.31), and from sample 182 (the central part of the pluton) is 727 ± 7 Ma (2σ, MSWD = 3.9).

In summary, the combined Rb-Sr and U-Pb isotopic dating techniques carried out on the granitoids of the Northern Timan suggest that magmatism was highly episodic. The intrusion of the granites of the Cape Bolshoy Rumyannichny and Bolshoy Kameshek plutons occurred in Ediacaran time but the granites of the Sopky Kamennyie pluton have a Cryogenic age. The formation of these rocks and granitoids in the basement of the Pechora Basin took place at different times, therefore, the genesis of granitoids in the Timan and in the basement of the Pechora Basin are not the products of a single magmatic event, but rather several superimposed magmatic events.

This study was carried out in the framework of the task of the Russian Government no. 115012130018 for IG Komi SC UB RAS with the partial financial support of the Comprehensive Program of the UB RAS (project no. 15-18-5-40) and the U.S. National Science Foundation (NSF Tectonics Awards 0948673 and 1624582 to E. Miller).

REFERENCES

Andreichev V.L. Isotope geochronology of intrusive magmatism of the Northern Timan. Ekaterinburg: UB RAS, 1998. 90 p. (In Russian)

Ivensen Yu.P. Magmatism of the Timan and Kanin Peninsula. M.; L.: Nauka, 1964. 126 p. (In Russian)

Kostyukhin M.N., Stepanenko V.I. Baikalian magmatism of the Kanin-Timan region. L.: Nauka, 1987. 232 p. (In Russian)

Malkov B.A. Petrology of the dyke series of alkaline gabbroids of the Northern Timan. L.: Nauka, 1972. 128 p. (In Russian)

Gee D.G., Beliakova L., Pease V. et al. New, Single Zircon (Pb-Evaporation) Ages from Vendian Intrusions in the Basement beneath the Pechora Basin, Northeastern Baltica // Polarfoschung. 1998 (erschienen 2000). V. 68. P. 161-170.

ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДОВ, ФОРМИРУЮЩИХСЯ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ И РОЛЬ ПРОЦЕССОВ МАНТИЙНО-КОРОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ (ПРИБАЙКАЛЬЕ, МОНГОЛИЯ)

Антипин В.С., Шептякова Н.В.

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

Исследованиями последних лет в южном складчатом обрамлении Сибирского кратона установлено, что формирование фанерозойских гранитоидов связано с коллизионным раннепалеозойским этапом геологического развития региона, а также с внутриплитным магматизмом позднепалеозойского и мезозойского возраста [Ярмолюк, Коваленко 2003; Дистанова, 2013]. Исследователи Центральной Азии значительное внимание уделяли внутриплитным вулкано-интрузивным комплексам в связи с возможностью расшифровки коровых и мантийных источников в процессах гранитообразования и выявления потенциально рудоносных типов магматических пород.

Наибольшее развитие коллизионные гранитоиды получили в Южном (хр. Хамар-Дабан) и Западном (Ольхонский регион) Прибайкалье, где на примере модельных объектов раннепалеозойского магматизма, проявленного в автохтонной и аллохтонной фациях, исследованы породы различных геохимических типов: гранитоиды нормальной Na-щелочности (мигматиты и плагиограниты), породы известково-щелочного K-Na ряда (биотитовые граниты и лейкограниты) и субщелочные (граносиениты и кварцевые сиениты).

Раннепалеозойский возраст гранитоидов Хамар-Дабана был установлен Rb-Sr методом (519 млн лет) на примере Солзанского массива, а U-Pb датировки подтвердили возраст цирконов в солзанских лейкогранитах: 513–516 млн лет [Макрыгина и др., 2013]. Возраст K-Na гранитов Шаранурского гранито-гнейсового купола (о. Ольхон), составляет 505–477 млн лет. В юго-западной части Ольхона также по циркону определен U-Pb возраст кварцевых сиенитов в 495 ± 6 млн лет [Гладкочуб и др., 2010], близкий по времени образования к шаранурским гранитоидам. Продолжительность их формирования составляет 26–28 млн лет, что можно расценивать как индикаторную особенность развития коллизионного магматизма. По результатам изотопно-геохимических исследований гранитоиды характеризуются отрицательными величинами εNd (от –3 до –12), а также $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.7045–0.7075 (шаранурский комплекс, о. Ольхон) и значениями εNd (от –6 до –10) для солзанских гранитоидов Хамар-Дабана. Изотопные данные и рассчитанный по ним модельный возраст в 2 млрд лет свидетельствуют о коровом источнике расплавов коллизионных гранитоидов.

Главные геохимические типы коллизионных гранитоидов Прибайкалья (мигматиты, K-Na граниты и лейкограниты) по уровню содержаний и характеру распределения редких элементов близки к среднему составу верхней континентальной коры. Отмечается лишь заметное обогащение солзанских и шаранурских гранитоидов Прибайкалья Rb, Pb, Ba, Th, K и пониженные концентрации в них B и F. Показательно, что K-Na граниты обоих комплексов близки по составу и геохимическим характеристикам также к вмещающим их гнейсам, что может свидетельствовать о близком анатектическом происхождении гранитоидов. Некоторые различия состава и геохимических особенностей раннепалеозойских гранитоидов Хамар-дабана и Ольхонского региона связаны с вариациями их коровых субстратов (рис. 1).

В результате петрогеохимического сравнения коллизионных гранитоидов различных провинций (Прибайкалье, Гималаи, Центральная Испания) выявился ряд их индикаторных характеристик. Эти породы являются пералюминиевыми и часто высококалиевыми, имеют повышенные содержания фосфора, но низкие – Na_2O, CaO, MgO и FeO. В отношении редкоэлементного состава коллизионные гранитоиды обогащены K, Rb, Pb и Th. Геохимические данные подтверждают, что раннепалеозойские гранитоиды Прибайкалья имеют коровое происхождение и унаследовали свой макро- и микросостав от вмещающих хамардабанской и ольхонской сланцево-гнейсовых толщ. Субщелочные граносиениты и кварцевые сиениты шаранурского комплекса о. Ольхон, образуют с гранитоидами известково-щелочного ряда единые тренды вещественной эволюции и формировались путем плавления сланцев и амфиболитов, которые встречаются во вмещающих толщах.

Эволюция постколлизионного гранитного магматизма наиболее широко проявилась в Хамардабанской провинции развитием интрузивно-субвулканических редкометалльных пород, объединяемых в Уругудей–Утуликский интрузивно-дайковый пояс среди докембрийских метаморфических толщ. В составе пояса исследованы многофазные интрузии редкометалльных гранитов (Харагульская, Биту-Джидинская и Уругудеевская) с площадью выхода пород около 10 км^2 и позднекарбоновым возрастом формирования (311–321 млн лет). Биотитовые часто флюорит-содержащие граниты ранней фазы на позднем этапе сменяются редкометалльными топазсодержащими иногда с флюоритом амазонит-альбитовыми гранитами. В субвулканическом

комплексе пояса крупные дайки субщелочного состава (монцонит-порфиры, эльваны) сменяются серией небольших даек онгонитов и топазовых риолитов, которые иногда служат цементом в флюидно-эксплозивных брекчиях. С этой интрузивно-дайковой серий ассоциирует рудная минерализация олова и вольфрама [Антипин, Перепелов, 2011].

Внутриплитный гранитоидный магматизм интенсивно проявился в обрамлении Бага-Хэнтэйского батолита (Монголия) в периферической зоне раннемезозойского ареала, где редкометалльные граниты образуют крупные многофазные массивы (Бага-Газрынский, Жанчивланский, Юдугыинский), а также небольшие интрузии (Абдарская, Хэнтэйская) иногда в составе интрузивно-дайковых поясов. Сравнительным анализом установлено, что эволюция гранитоидов известково-щелочного ряда Бага-Хэнтэйского плутона завершается формированием лейкогранитов поздней фазы, однако геохимические характеристики одновозрастных с ними лейкогранитов редкометалльных интрузий резко отличаются от их петрохимических аналогов в Бага-Хэнтэе. Прежде всего, это выражается в существенном обогащении фтором, и более резком накоплении (в 5–10 раз) – Li, Rb, Cs, Sn, Ta, Be, Pb, Zn, Hf, Nb в редкометалльных лейкогранитах, а также значительном снижении в них содержаний Sr, Ba, и значений K/Rb отношения. Таким образом, происхождение последних не связано с процессами магматической эволюции гранитоидной магмы многофазного Бага-Хэнтэйского батолита. В его обрамлении в периферической зоне раннемезозойского ареала многофазные глубоко дифференцированные массивы Li-F гранитов максимально обогащены литофильными элементами и тяжелыми лантаноидами, которые накапливаются при процессах магматической дифференциации (рис. 1) . Эта геохимическая закономерность отчетливо выражена на примере Бага-Газрынского массива от гранитов ранней фазы до их редкометалльных разновидностей и грейзенов, завершающих становление интрузии, что играло значительную роль при образовании потенциально рудоносных в отношении Sn, Ta, Li, W гранитов на Бага-Газрынском рудопроявлении. Редкометалльные гранитоиды в составе позднепалеозойского и раннемезозойского магматических ареалов Прибайкалья и Монголии интенсивно формировались после завершения континентальной коллизии и закрытия Монголо-Охотского океанического бассейна. Процессы внутриплитного влияния Монгольского мантийного плюма на нижние горизонты континентальной коры приводили к образованию гранитоидов различных геохимических типов. Механизм формирования редкометалльных гранитных магм может определяться образованием CO_2-H_2O-F-содержащих флюидов в результате воздействия мантийного диапира на породы претерпевшие гранулитовый метаморфизм с разрушением остаточных гидроксилсодержащих (слюды) минералов [Cuney, Barbey, 2014]. Доля участия вещества мантийного флюида в гранитных расплавах возрастает при низких степенях плавления нижнекорового протолита и может приводить к формированию обогащенных литофильными и высокозарядными элементами гранитных магм.

Таким образом, геохимическая эволюция коллизионных и внутриплитных гранитоидов характеризуется отчетливо выраженными различиями. Коллизионные гранитоиды Прибайкалья близки к среднему составу верхней континентальной коры, и их геохимические особенности определяются составом корового протолита. Редкометалльные граниты в периферической зоне раннемезозойского ареала магматизма Монголо-Охотского пояса по сравнению с их петрохимическими аналогами в коллизионной обстановке в значительной мере обогащены элементами (Li, Rb, Sn, Ta, F), которые интенсивно накапливаются в процессе флюидно-магматической дифференциации и нередко содержат концентрированную редкометалльную минерализацию.

Авторы выражают искреннюю благодарность В.А. Макрыгиной и Л.В. Кущ за помощь при проведении совместных исследований.

Исследования проводятся при поддержке грантов: РФФИ № 15-05-02772_а и РНФ № 15-17-10010.

ЛИТЕРАТУРА

Антипин В.С., Перепелов А.Б. Позднепалеозойский редкометалльный гранитоидный магматизм Южного Прибайкалья // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 386-398.

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. Т. 51. № 5. С. 571-588.

Дистанова А.Н. Гранитоидный магматизм раннепалеозойских орогенов // Геология и геофизика. 2013. Т. 54(6). С. 787-796.

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) // Доклады АН. 2013. Т. 449. № 2. С. 210-214.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1305-1320.

Cuney M, Barbey P. Uranium, rare metals, and granulite-facies metamorphism. Geoscience Frontiers. 2014. V. 5. P. 729-745.

EVOLUTION OF GRANITOIDS FORMED IN DIFFERENT GEODYNAMIC SETTINGS AND ROLE OF MANTLE-CRUST INTERCATION (BAIKAL REGION, MONGOLIA)

Antipin V.S., Sheptyakova N.V.

A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, SB RAS, Irkutsk, Russia, antipin@igc.irk.ru

The survey conducted in the southern termination of the Siberian Craton recognized that, formation of Phanerozoic granitoids is linked with the Early Paleozoic widespread collision, as well as intraplate magmatism of the Late Paleozoic and Mesozoic age [Yarmolyuk, Kovalenko 2003; Distanova, 2013]. The explorers of Central Asia were particularly concerned with the intraplate volcano-intrusive complexes considering the possibility to interpret crustal and mantle sources in granite formation and to find potentially ore-bearing magmatic rocks.

The collision-type granitoids were mostly widespread in the Southern (Khamar-Daban Range) and Western (Olkhon Island area) Baikal region. This is where the Early Paleozoic magmatic rocks of different geochemical types occur: e.g. granitoids of normal Na-alkalinity (migmatites and plagiogranites), rocks of calk-alkaline K-Na series (biotite granites and leucogranites) and subalkaline (granosyenites and quartz syenite). The Early Paleozoic age of granitoids was identified at the Khamar-Daban Range by Rb-Sr method (519 Ma) for the Solzan massif, and U-Pb dates verified the age of zircons in the Solzan leucogranites: 513–516 Ma [Makrygina et al., 2013]. The age of K-Na granites of the Sharanur granite-gneiss dome (Olkhon Island), was dated as 505–477 Ma. In the south-west of Olkhon he U-Pb method identified with zircons the age of quartz syenites as 495 ± 6 Ma [Gladkochub et al., 2010]. As regards the age of formation, it is close to the Sharanur granitoids. They formed through time span 26–28 Ma; that might be thought to be the indicator feature of collision magmatism development. The isotope-geochemical studies defined the negative values of εNd varying from –3 to –12, as well as 87Sr/86Sr = 0.7045–0.7075 Sharanur granite (Olkhon Island) and from –6 to –10 in the Solzan granitoids (Khamar-Daban Range). The isotope data and estimated age 2 Ga point to the crustal source of collision granitoid melts.

The main geochemical types of collision granitoids in the Baikal region (migmatites, K-Na granites and leucogranites) are close to the average composition of the upper continental crust considering the contents and mode of rare elements distribution. In the Solzan and Sharanur granitoids of the Baikal region there is a slightly noticeable enrichment with Rb, Pb, Ba, Th and K; B and F concentrations were low. As it was revealed, K-Na granites of both complexes are close in composition and geochemical features to hosting gneisses, that might indicate similar analectic origin of granitoids. Some differences in composition and geochemical features of Early Proterozoic granitoids of the Khamar-Daban and Olkhon region are due to variations of crustal substratums (Fig. 1).

Petrogeochemical comparison of collision granitoids of different provinces (Baikal, Himalayas and Central Spain) revealed some indicator characteristics. These rocks are peraluminium and often high-K. They have increased of phosphorus, but low Na_2O, CaO, MgO и FeO. The collision granitoids are enriched in K, Rb, Pb and Th contents. The geochemical data suggest that Early Paleozoic granitoids of the Baikal region have crustal origin and inherited macro- and micro composition from hosting Khamar-Daban and Olkhon gneiss-schistose strata. Subalkaline granosyenites and quartz syenites of the Sharanur complex of the Olkhon Island produce evolutionary trends with granitoids of calk-alkaline series and schists and amphibolites found in hosting strata.

The evolution of post-collision granite magmatism proceeded fairly widely in the Khamar-Daban province and resulted in the development of intrusive-subvolcanic rare-metal rocks united into the Urugudey–Utulik intrusive-dyke belt among Precambrian metamorphic sequences. The belt incorporates the multi-phase intrusions of rare-metal granites (Kharagul, Bitu-Dzhida and Urugudei) with outcropped area about 10 km^2 and Late Carboniferous age of formation (311–321 Ma). Biotite often fluorite-bearing granites of the early phase are at the late stage replaced by rare-metal topaz-bearing amazonite-albite granites. In subvolcanic belt large dykes of subalkaline composition (monzonite-porphyries, elvans) are replaced by some small dykes of ongonites and topaz rhyolites, which sometimes serve as cement in fluid-explosive breccias. The intrusive-dyke series host ore mineralization of tin and tungsten [Antipin, Perepelov, 2011].

The intraplate granitoid magmatism intensely proceeded in the framing of the Baga-Khentey batholith of Mongolia in the periphery of the Early Mesozoic area, rare-metal granites produce large multi-phase massifs (Baga-Gazryn, Zhanchivlan, Yuduguyin), and small intrusions (Abdar, Khentey) in places within intrusive-dyke belts. A comparative analysis identified that the evolution of granitoids of calk-alkaline series of the Baga-Khentey pluton completed with formation of leucogranites of the late phase. However, the geochemical characteristics of the same age leucogranites of rare-metal intrusions drastically differ from their petrochemical analogs in Baga-Khentey. This results in essential enrichment with fluorine, and considerable accumulation (5 to 10-fold) of Li, Rb, Cs, Sn, Ta, Be, Pb, Zn, Hf

and Nb in rare-metal leucogranites, as well as noticeable drop of Sr, Ba contents and K/Rb values. Thus, generation of the latter is not associated with the processes of granitoid magma evolution of the multi-phase Baga-Khentey batholith. The multi-phase profoundly differentiated massifs of Li-F granites are maximally enriched in lithophyle elements and heavy REE, which accumulate in the processes of magmatic differentiation (Fig. 1). This geochemical pattern is exemplified by the Baga-Gazryn massif from granites of early phase to their rare-metal varieties and greisens completing intrusion emplacement. This contributed to formation of potentially ore-bearing granites (as regards Sn, Ta, and Li, W) at the Baga-Gazryn ore occurrence. The rare-metal granitoids enclosed in the Late Paleozoic and Early Mesozoic magmatic areas of the Baikal region and Mongolia were derived after completing continental collision and closing of the Mongol-Okhotsk oceanic basin. The intraplate impact of the Mongolian mantle plume onto the lower horizons of continental crust was responsible for formation of granitoids of different geochemical types. The mechanism of rare-metal granite magma formation is specified by formation of CO_2-H_2O-F-bearing fluids due to the influence of mantle diaper on the rocks undergoing granulite metamorphism with destruction of residual hydroxyl-bearing (mica) minerals [Cuney, Barbey, 2014]. The input of mantle fluid substance into granite melts increases at low degree of melting of the Lower crust protolith, and it may cause formation of granite magmas enriched in lithophyle and highly-charged elements of granite magmas.

Thus, the geochemical evolution of collision and intraplate granitoids is characterized by distinct variations. The collisional granitoids of the Baikal region are close to the average composition of the upper continental crust, and their geochemical features are defined by the composition of crustal protolith. The rare-metal granites in the periphery of the Early Mesozoic magmatic area in the Mongol-Okhotsk belt versus their petrochemical analogs in the collisional environment are essentially enriched in Li, Rb, Sn, Ta and F, intensely accumulating through fluid-magma differentiation and in places contain concentrated rare-metal mineralization.

The authors are grateful to V.A. Makrygina and L.V. Kousch for the help by joint research.

Research has been supported by RFBR grant № 15-05-02772_a and RNF grant № 15-17-10010.

REFERENCES

Antipin V.S., Perepelov A.B. Late Paleozoic Rare Metal granitoid Magmatism of the Southern Baikal Region. Petrology. 2011. V. 19(4). P. 370-381.

Distanova A.N. Granitoid magmatism of Early Paleozoic orogens. Russian Geology and Geophysics. 2013. V. 54(6). P. 606-612.

Makrygina V.A., Antipin V.S., Lepekhina E.N., Tolmacheva E.V., Gorlacheva N.V. Genetic peculiarities and the first data on the U-Pb age of the Solzan granitoid massif, Khamar-Daban (Baikal Area). Dokl. Earth Sci. 2013. V. 449(2). P. 337-341.

Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I. Batholiths and geodynamics of batholith formation in the Central Asian fold belt. Russian Geology and Geophysics. 2003. V. 44(12). P. 1305-1320.

Cuney M., Barbey P. Uranium, rare metals, and granulite-facies metamorphism. Geoscience Frontiers. 2014. V. 5. P. 729-745.

АРХЕЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ПРИАЗОВСКОГО И СРЕДНЕПРИДНЕПРОВСКОГО МЕГАБЛОКОВ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Артеменко Г.В.

Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев, australes@mail.ru

Приазовский мегаблок. В строении западной части Приазовского мегаблока (Западноприазовский блок) выявлены тоналиты возрастом 3.67; 3.5 и 3.3 млрд лет. На возможное присутствие еще более древних магматических пород указывает кластогенный циркон возрастом до 3.78 млрд лет из метатерригенных пород мезоархейских зеленокаменных структур этого блока. В мезоархее древнейшие породы были в значительной степени ремобилизованы в результате подъема плюма и формирования Курско-Приднепровской ГЗО. С завершающим этапом формирования ТТГ связано внедрение Обиточненской интрузии габбро-диорит-гранодиоритового состава, включающей санукитоиды возрастом 2.92 млрд лет.

Эо-архейские тоналиты (3.67 млрд лет) [Bibikova et al., 1990] обнаружены в Новопавловском блоке Орехово-Павлоградской структуры (скв. 86, инт. 198.0–204.0 м, проба 15532): SiO_2 (68.10 %); Al_2O_3 (14.36 %); Na_2O (4.02 %); K_2O (2.08 %). На диаграмме Ab–An–Or тоналиты попадают в поле гранодиоритов. Тоналиты характеризуются высокой магнезиальностью – mg# (0.57). Геохимические особенности этих тоналитов слабо изучены.

Раннепалеоархейские тоналиты (3.5 млрд лет) [Артеменко и др., 2002; Лобач-Жученко и др., 2010]. Тоналиты обнажаются в северной части Орехово-Павлоградской структуры (урочище Белая Скала, пр. 99-163): SiO_2 (66.76 %); Al_2O_3 (14.85 %); Na_2O (4.7 %); K_2O (1.90 %), mg# (0.41). В них низкое содержание Rb (51 ppm), высокое – Sr (330 ppm). Содержание высокозарядных – Y (12 ppm), Nb (11 ppm), Yb (0.8 ppm), а переходных элементов – Cr (42 ppm), Ni (8 ppm). РЗЭ сильно дифференцированны – $(La/Yb)_N$ = 64.49, при Yb_N = 4.7. На мультиэлементной диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb и Ti. В них высокие отношения – Sr/Y (27.5) и Nb/Ta (40.7). Sm-Nd модельный возраст – $T_{Nd}(DM)$ = 3.6 млрд лет; ε_{Nd}(3.6 млрд лет) = = –0.2. Эти тоналиты могли образоваться при частичном плавлении метабазитов в магматическом источнике с гранатсодержащим реститом на глубине >40 км.

Позднепалеоархейские тоналиты (3.3 млрд лет) [Артеменко и др., 2014]) установлены в Белоцерковской структуре. Они обнажаются на берегу р. Токмак в с. Верхний Токмак, проба 10-318: SiO_2 (62.93 %); Al_2O_3 (16.01 %); Na_2O (4.30 %); K_2O (1.0 %), mg# (0.39). В них низкое содержание Rb (25.9 ppm), высокое – Sr (299 ppm), Y (30 ppm), Nb (7.1 ppm) и Yb (3 ppm). Содержание переходных элементов – Cr (14.6 ppm) и Ni (31.7 ppm). РЗЭ слабо дифференцированы – $(La/Yb)_N$ = 6.65, при Yb_N = 17.65. Наблюдается отрицательная европиевая аномалия – Eu/Eu* = 0.63. На спайдер-диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb, Ti, Sr и Eu. Sm-Nd модельный возраст тоналитов – $T_{Nd}(DM) \approx 3.5$ млрд лет; параметр $\varepsilon_{Nd}(T)$ = +0.3. Они могли образоваться при частичном плавлении нижней части утолщенной базитовой коры с реститом, содержащем клинопироксен, амфибол и плагиоклаз.

Мезоархейские ТТГ (3.0–2.92 млрд лет) слагают преобладающую площадь Западноприазовского блока и в виде останцов сохранились среди паолеопротерозойских магматических пород на Восточноприазовском блоке.

Тоналиты (3.0 млрд лет) [Артеменко и др, 2010]) (Гуляйпольский блок, скв. 792, гл. 93.5–94.5 м, проба 89-289): SiO_2 (63.24 %); Al_2O_3 (15.86 %); Na_2O (4.30 %); K_2O (1.1 %), mg# (0.58). В них низкое содержание Rb (30 ppm), высокое – Sr (331 ppm) и Ba (461 ppm). Содержание высокозарядных – Y (9.9 ppm); Nb (5.1 ppm); Yb (0.91 ppm) и переходных элементов – Cr (37 ppm), Ni (14 ppm) сходно с их содержаниями в эталонных тоналитах. РЗЭ дифференцированные – $(La/Yb)_N$ =12.8 при Yb_N = 5.4. На спайдер-диаграмме наблюдаются отрицательные аномалии Nb и Ti. Согласно Sm-Nd изотопным данным, они выплавились из слабо деплетированного мантийного субстрата: εNd(T) = +0.6; $T_{Nd}DM \approx 3.1$ млрд лет.

Обиточненская интрузия габбро – диорит – гранодиоритового состава (2.91 млрд лет [Артеменко и др. 2003; Бибикова и др., 2008] находится в центре Салтычанского антиклинория. Среди габбро и гранитоидов обиточненского комплекса выделяются породы повышенной и обычной магнезиальности [Бибикова и др., 2008]. Последние соответствуют по составу санукитоидам. В диоритах и гранодиоритах содержание Rb (15–150 ppm); Sr (440–1350 ppm); Ba (450–1934 ppm); Y (5–16 ppm); Nb (2.3–12 ppm); Yb (0.43–1.28 ppm Ni (11–130 ppm); Cr (20–200 ppm). По по своему генезису и геологическому положению она является внутриплитной интрузией [Бибикова и др., 2008].

Среднеприднепровский гранит-зеленокаменный блок мезоархейского возраста образовался в течении близких по времени событий – формированию тоналитов фундамента (~3.2 Ga) и гранит-зеленокаменной ассоциации (3.15–2.97 Ga). ТТГ магматизм, завершающий развитие зеленокаменных структур, был многофазным (3.1; 3.06–2.97 млрд лет). С этапом кратонизации связано формирование калиево-натриевых гранитов (2.97–2.6 млрд лет).

Тоналитовые гнейсы (3.2 млрд лет) [Самсонов и др., 1993] базавлуческой толщи аульской серии слагают пластовые тела мощностью до сотен метров. Эта толща является фундаментом зеленокаменных структур Среднеприднепровского мегаблока. Тоналитовые гнейсы, пробы 44/85, 15/86: (SiO_2 (63.6–67.2 %); Al_2O_3 (16.3–16.5 %); Na_2O (2.96–3.50 %); K_2O (0.83–1.34 %) характеризуются высокой магнезиальностью mg# (0.46–0.49) [Самсонов, 1993]. В них низкое содержание Rb (36–42 ppm) и умеренное – Sr (160–227 ppm). Содержание высокозарядных элементов высокое – Y (15–21 ppm), Yb (0.72–1.96 ppm). Графики распределения РЗЭ дифференцированые – $(La/Yb)_N$ = 6.3–12.2 при Yb_N = 7.2–11.5. По Sm-Md данным – εNd = +0.45÷4.3. Тоналиты могли образоваться при частичном плавлении деплетированного базитового источника [Самсонов и др., 1993].

Тоналиты сурского комплекса (3.1 млрд лет, первая фаза) [Щербак и др., 2006] (Вольнохуторский массив скв. 21008, инт. 213–217 м, проба 87-554): (SiO_2 (60.12 %); Al_2O_3 (15.86 %); Na_2O (4.20 %); K_2O (1.00); mg# (0.50). В них низкое содержание Rb (29.4 ppm) и высокое – Sr (333 ppm). Повышенное содержание высокозарядных – Y (14.8 ppm), Nb (8.70 ppm), Yb (1.41 ppm), Y (14.8 ppm). Содержание переходных элементов – Cr (29.6 ppm) и Ni (37.3 ppm). На спайдер-диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb и Ti. РЗЭ дифференцированные – $(La/Yb)_N$ = 8.7 при Yb_N = 8.3. Они могли образоваться при частичном плавлении метабазитов (~30 км) с безгранатовым реститом.

Плагиограниты сурского комплекса (3.03 млрд лет, вторая фаза) [Щербак и др., 2006; Степанюк и др., 2010]). Саксаганский массив, карьер Коломийцевский, проба 86-3: SiO_2 (71.50 %); Al_2O_3 (14.32 %); Na_2O (4.16 %); K_2O (1.68 %); mg#(0.46). На классификационной диаграмме Ab–An–Or попадают в поле трондьемитов. В них низкое содержание Rb (27.5 ppm) и умеренное Sr (185 ppm). Низкие концентрации высокозарядных – Y (3.2 ppm); Nb (4.49 ppm); Yb (0.26 ppm) и переходных элементов – Cr (6.51 ppm); Ni (8.91 ppm). На спайдер-диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb и Sr. РЗЭ сильно дифференцированные – $(La/Yb)_N$ = 64.56 при Yb_N = 1.53). Они могли образоваться при частичном плавлении метабазитов с реститом, содержащем гранат и/или роговую обманку.

Калиево-натриевые граниты (2.97–2.6 млрд лет). По минералого-петрографическим и петрохимическим характеристикам среди них выделяются гранитоиды демуринского, мокромосковского и токовского комплексов [Гранитоидные, 1984].

Демуринский комплекс (2.97 млрд лет). Вишневецкий массив, двуполевошпатовый гранит (обнажение в с. Старовишневецкое, проба 2058): (SiO_2 (70.35 %); Al_2O_3 (14.17 %); Na_2O (4.05 %); K_2O (3.60 %), mg# (0.35). В них умеренное содержание Rb (67.1 ppm) и высокое Sr (315 ppm), Ba (1266) ppm) и Th (16.8 ppm). РЗЭ сильно дифференцированные – $(La/Yb)_N$ = 116.42. Выделяется отрицательная европиевая аномалия Eu/Eu* = 0.71. Они могли образоваться при частичном плавлении более древних кислых пород.

Мокромосковский комплекс (2.83–2.7 млрд лет) [Щербак и др., 2006]. Мокромосковский массив, Янцевский каръер, гранит, проба 88-121: SiO_2 (70.42 %); Al_2O_3 (15.30 %); Na_2O (2.95 %); K_2O (4.0 %); mg# (0.39). В них умеренное содержание Rb (155 ppm и Sr (187 ppm), высокое содержание Ba (2045) ppm) и Th (35.3 ppm). Они обогащены легкими РЗЭ – $(La/Yb)_N$ = 46.9, при Yb_N = 5.5. Выделяется отрицательная европиевая аномалия – Eu/Eu* = 0.45. Граниты имеют коровый генезис.

Токовский комплекс (2.85–2.62 млрд лет) [Щербак и др., 2006], Токовский массив, карьер, кварцевый сиенит, проба 90-46: SiO_2 (65.89 %); Al_2O_3 (15.69 %); Na_2O (4.29 %); K_2O (5.05 %); mg# (0.37). В них умеренное содержание Rb (168 ppm), высокие содержания – Sr (429 ppm), Ba (3904) ppm), Th (68.8 ppm) и суммы РЗЭ (664.3 ppm). Сильно обогащены легкими РЗЭ – $(La/Yb)_N$ = 171.4, при Yb_N = 4.5. Выделяется отрицательная европиевая аномалия Eu/Eu* = 0.56.

Выводы. Мезоархейская (3.2–2.8 млрд лет) ГЗО, охватывающей Приазовский и Среднеприднепровский мегаблоки, имеет неоднородное строение. В фундаменте Западноприазовского фрагмента этого кратона присутствуют древнейшие тоналиты. Раннепалеоархейские (3.5 млрд лет) тоналиты образовались при частичном плавлении метабазитов в подкоровых магматических источниках >40 км, а позднепалеоархейские (3.3 млрд лет) – при частичном плавлении нижней части утолщенной базитовой коры (~30 км). Гнейсово-амфиболитовый фундамент Среднеприднепровского гранит-зеленокаменного блока образовался 3.2 млрд лет назад в западном обрамлении палеоархейского Западноприазовского блока. Зеленокаменные структуры этих блоков одновозрастные, но отличаются характером вулканизма – на Западноприазовском блоке с палеоархейским фундаментом отсутствуют андезиты. ТТГ магматизм на Западноприазовском блоке продолжался до

2.91 млрд лет, в то время как на Среднеприднепровском мегаблоке он завершился 2.97 млрд лет назад. Отличительной особенностью Среднеприднепровского гранит-зеленокаменного блока является широкое распространение архейских коровых гранитоидов (2.97–2.6 млрд лет), которые на Западноприазовском блоке отсутствуют. Мезоархейская гранит-зеленокаменной ассоциация Восточноприазовского блока, в которой присутствуют андезиты, как и на Среднеприднепровском мегаблоке, еще слабо изучена.

ЛИТЕРАТУРА

Артеменко Г.В., Демедюк В.В.Бартницкий Е.Н., Довбуш Т.И., Шпыльчак В.А. 3400 млн лет – минимальный возраст тоналитов Васильковского участка Орехово-Павлоградской зоны // Геол. Журн. 2002. № 2. С. 88-95.

Артеменко Г.В., Самборская И.А., Швайка И.А., Калинин В.И. Особенности гранитоидного магматизма в Гуляйпольской гранит-зеленокаменной структуре (Приазовский мегаблок УЩ) // Минерал. журн. 2010. 32, № 4. С. 63-76.

Артеменко Г.В., Татаринова Е.А., Бородыня Б.В., Довбуш Т.И. Возраст интрузий Салтычанского антиклинория // Минерал. журн. 2003. № 2/3. С. 93-96.

Артеменко Г.В., Шумлянский Л.В., Швайка И.А. Позднепалеоархейские тоналитовые гнейсы Западноприазовского блока (Приазовский мегаблок УЩ) // Геол. журнал, 2014, № 4. С. 91-102.

Бибикова С.Б., Лобач-Жученко С.Б., Артеменко Г.В. и др. Позднеархейские магматические комплексы Приазовского террейна Украинского щита: геологическое положение, изотопный возраст, источники вещества // Петрология, 2008, том 16, № 3. С. 227-247.

Гранитоидные формации Украинского щита / И.Б. Щербаков, К.Е. Есипчук, В.И. Орса и др. Киев. Наук. думка. 1984. 192 с.

Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Балаганский В.А. и др. Палеоархейские тоналиты в палеопротерозойской Орехово-Павлоградской коллизионной зоне Украинского щита // Доклады РАН, 2010, т. 433, № 2. С. 212-218.

Самсонов А.В., Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Чернышев И.В. Геохронология архейского аульского гнейсового комплекса и проблема фундамента зеленокаменных поясов Украинского щита // Петрология. 1993. 1, № 1. С. 29-49.

Степанюк Л.М., Бобров О.Б., Захаров В.В. та інш. Час формування гранітоїдів Саксаганського комплексу // Мінеральні ресурси України, 2010, № 1. С. 21-26.

Щербак Н.П., Артеменко Г.В. Лесная И.М., Пономаренко А.Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита (архей)". Киев: Наук. думка, 2006. 321 с.

Bibikova, E. V. & Williams, I. S. 1990. Ion microprobe U–Th–Pb isotopic studies of zircons from three Early Precambrian areas in the USSR // Precambrian Research, 48, 203-221.

Lu-Hf RATIOS OF CRUSTAL ROCKS AND THEIR BEARING ON ZIRCON HF ISOTOPES MODEL AGES: THE EFFECTS OF ACCESSORIES

Bea F., Montero P., Molina J.F., Cambeses A., Moreno J.A.

Department of Mineralogy and Petrology, University of Granada, Campus Fuentenueva, 18002 Granada, Spain

Other factors being equal, the calculation of zircon Hf model ages ($T_{DM}Hf$) depends on the particular Lu/Hf value assumed for the magmatic source, especially when zircon and source have very different ages. It is generally considered that the Lu/Hf measured in the rock from which the zircons crystallized is not a suitable proxy for the source Lu/Hf, because differentiation processes involving garnet or zircon may decouple significantly the two elements. This and the lack of evidence about the magmatic source of inherited and detrital zircons have led many authors to use fixed Lu/Hf values, one for a felsic crust: Lu/Hf ≈ 0.09; and other for a mafic crust: Lu/Hf ≈ 0.165. However, these assumptions cannot be taken by granted. Here we show that the Lu/Hf ratio of crustal granitoids mainly depends from the behavior of accessory minerals in the source during melting and melt segregation. Numerical modeling reveals that partial melting of peraluminous sources causes little decoupling of Lu from Hf because of similar solubilities of zircon and monazite, and that the effects of residual garnet are largely compensated by the numerous zircon inclusions that garnet and other residual minerals always contain. Partial melting of metaluminous sources may decouple significantly Lu from Hf at low melt fractions if allanite and/or titanite are not present in the source, but the effect decreases as the melt fraction increases. Fractional crystallization of metaluminous magmas may decouple Lu from Hf if amphibole or clinopyroxene begin to crystallize before zircon saturation. In this case the low-silica part of the series will have higher Lu/Hf than the high-silica part. The Lu/Hf distribution in 4784 rocks from different regions and ages fits well with models that consider the solubility and textural position of accessories. The distribution is lognomal rather than normal, and the calculated averages – $Lu/Hf_{mafic\ rocks} \approx 0.08$, $Lu/Hf_{felsic\ rocks} \approx 0.05$ – are much lower than the above-mentioned felsic and mafic crust averages. Our results suggest that the best strategy to calculate zircon $T_{DM}Hf$ is to use the analytically determined whole-rock Lu/Hf ratio as a proxy of the source Lu/Hf. In the case of detrital or inherited zircons, from which no whole-rock information is available, it is sensible first to determine whether they come from a mafic or felsic rock by looking at the cathodoluminescence images, Th/U ratios and other chemical parameters, and then aventure the Lu/Hf_{source} from the SiO_2 average.

MIOCENE GRANITES CHARACTERISTICS OF ALGERIAN MARGIN

Belanteur O., Kassama I.*, Belanteur N.F.**, Benali H.**

*Metallogeny and Magmatism of Algeria Laboratory – Bab Ezzouar, Algeria,
obelanteur@gmail.com
**National agency of geological services, Algiers, Algeria,
nbelanteur@gmail.com

In the Miocene, the Algerian margin experienced an intense magmatic activity which is expressed by the placement of plutonic and volcanic rocks of widely varied composition. Granitic intrusions occur in Northern Constantine and Algiers areas, but are lacking in the Oran area.

The rocks are mainly calc-alkaline granites, microgranites, granodiorites and monzogranites that took place between 22 Ma and 11 Ma.

Petrographic study allowed distinguishing two granitic rock-types (pyroxene granites-amphibole-biotite – with mafic microgranular enclaves and granite amphibole-biotite-cordierite and enclaves of sillimanite and cordierite).

Geochemical data and the isotopic $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios ranging from 0.7075 to 0.7326, the $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratio around 0.5123, as well as the high values of $\delta^{18}O$ (> 11 ‰), all reflect the peraluminous composition of the granites and support the source of magmas from a metasomatised mantle in a subduction-related system, and a later increasing crustal contamination of the calc-alkaline magmas [Semroud et al., 1994; Belanteur et al., 1995; Maury et al., 2001; Abbassene, 2016]. The granite of Filfila differs in having characteristics of crustal anatexis origin.

REFERENCES

Abbassene, F., Chazot, G., Bellon, H., Bruguier, O., Ouabadi, A., Maury, R.C., Déverchère, J., Bosch, D., Monié, P., 2016. A 17 Ma onset for the post-collisional K-rich calc-alkaline magmatism in the Maghrebides: Evidence from Bougaroun (northeastern Algeria) and geodynamic implications. Tectonophysics 674, 114-134.

Belanteur, O., Bellon, H., Maury, R., Ouabadi, A., Coutelle, A., Semroud, B., Fourcade, S., 1995. Le magmatisme miocène de l'Est Algérois, géologie, géochimie, et géochronologie ^{40}K-^{40}Ar. CR Acad Sci. Paris., 321, 489-496.

Maury, R.C., Fourcade, S., Coulon, C., Bellon, H., Coutelle, A., Ouabadi, A., Semroud, B., Megartsi, M.h., Cotten, J., Belanteur, O., 2000. Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff. CR Acad. Sc. Séries IIA-Earth and Planetary Science 331, 159173.

Semroud, B., Maury, R.C., Ouabadi, A., Cotten, J., Fourcade, S., Fabriès, J., Gravelle, M., 1994. Géochimie des granitoïdes miocènes de Bejaia-Amizour (Algérie du Nord). CR Acad. Sci. Paris, 319, 95102.

ЩЕЛОЧНЫЕ ГРАНИТЫ И СИЕНИТЫ ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА (УРАЛ-ТАУССКАЯ ЗОНА, ЦЕНТРАЛЬНО-УРАЛЬСКОЕ ПОДНЯТИЕ)

Белковский А.И., Холоднов В.В.**, Удачин В.Н.**

*Институт минералогии УрО РАН, Миасс, Россия
**Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия, holodnov@igg.uran.ru

В Урал-Таусской зоне Центрально-Уральского поднятия щелочные породы – гнейсо-граниты и сиениты – обнаружены в западной части Уфалейского метаморфического блока (УМБ) в двух автономных тектонических пластинах: указарской (вендские зеленосланцевые бластомилониты) и егустинской (рифей-вендские метагабброиды и гнейсо-граниты) [Белянкин, Соколов, 1933; Смирнов, 1956; Белковский, Локтина, 1971]. Также они прослеживаются [Тевелев и др., 2015] и к западу от Тахтинского разлома, отделяющего УМБ от северной части Башкирского мегантиклинория.

В **указарской пластине** щелочные породы представлены тонко- и грубополосчатые гнейсо-гранитами гетерогранобластовой и катакластической структуры. Они образуют согласные пластовые тела в хлоритовых, альбит-хлоритовых и эпидот-альбит-хлоритовых бластомилонитах. По минеральному составу среди них выделены две основные разновидности: эгирин-рибекит-астрофиллитовые и магнетит-аннитовые [Белковский, Локтина, 1974]. По химическому (табл. 1) составу, набору минералов (микроклин-пертит, альбит-кварц, эгирин, рибекит, астрофиллит, аннит-тетраферрианнит, магнетит, флюорит-(Y) и составу акцессориев (эгнигматит, фергусонит-(Y), колумбит, чевкинит-(Ce), алланит-(Ce), эпидот (по алланиту), ильменит-(Nb), титанит-(Nb), апатит-(F), молибденит) щелочные гнейсо-граниты УМБ близки к щелочным гранитам Кольского полуострова, Центрального Казахстана, Енисейского кряжа и Приполярного Урала. Химический и минеральный составы щелочных гнейсо-гранитов УМБ позволяют отнести их к гранитам А-типа. Их абсолютный возраст (SHRIMP-U-Pb по циркону) – поздний ордовик-ранний силур 430–460 млн лет [Тевелев и др., 2015; Шардакова и др., 2015], рибекита и астрофиллита – позднепалеозойский – 280–290 млн лет [Белковский, 2007]. Близкие

Таблица 1. Химический состав (мас. %) щелочных пород Уфалейского метаморфического блока

Компонент	1	2*	3	4	5	6	7	8
SiO_2	74.37	75.19	75.51	75.74	61.01	64.69	66.73	50.55
TiO_2	0.10	0.10	0.17	0.16	0.58	0.36	0.44	1.20
ZrO_2	0.064	0.072	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.045	Не опр.	0.031
Al_2O_3	11.68	12.01	12.15	12.71	16.89	16.71	15.31	15.44
Fe_2O_3	0.81	0.61	1.16	0.81	2.47	2.36	2.33	2.82
FeO	3.13	2.97	1.55	2.16	5.86	3.34	3.49	7.34
MnO	0.04	0.02	0.02	0.02	0.23	0.13	0.12	0.07
MgO	0.28	0.19	0.19	0.27	0.51	0.26	0.18	7.32
CaO	0.73	0.36	0.43	0.82	3.02	1.56	1.46	9.50
Na_2O	3.86	4.09	4.05	5.88	5.35	5.07	3.81	3.46
K_2O	4.10	4.07	4.31	1.23	3.22	4.56	5.11	1.11
P_2O_5	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.13	0.07	0.07	0.39
Nb_2O_5	0.015	0.023	0.011	0.003	0.005	0.008	0.011	<0.001
Ta_2O_5	0.0001	0.0019	0.0009	Не обн.	0.001	0.002	0.003	<0.001
П.п.п.	0.72	0.19	0.38	0.24	0.55	0.49	0.53	0.92
Сумма	99.89	99.90	99.93	100.04	99.82	99.64	99.59	100.15
F	88.6	91.2	88.5	85.9	89.8	92.2	94.5	43.1
d	0.92	0.93	0.93	0.87	0.72	0.79	0.77	0.45

Примечание. 1–4 – западная часть Уфалейского блока, указарская пластина; 1–3 – щелочные граниты А-типа: 1 – эгирин-рибекит-астрофиллитовые, 2–3 – магнетит-аннитовые; 4 – вмещающие биотитовые плагиогнейсо-граниты; 5–8 – центральная часть блока, егустинская пластина: 5 – сиенит-мигматиты, 6–7 – сиениты известково-щелочные, 8 – пироксен-амфиболовое метагаббро. Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории ПО «Уралгеология», аналитик Н.Ф. Колосова.

по составу и генезису А-граниты отмечены также в северной части Центрально-Уральского поднятия [Махлаев, 1995]. Особо следует отметить большое сходство минерагении щелочных гранитов УМБ с колубитоносными гранитами – квальмитами Юго-Восточной Тувы и Северной Нигерии. По времени формирования щелочные граниты УМБ близки к начальному этапу формирования щелочно-карбонатитового Ильменогорско-Вишневогорского комплекса на восточном склоне Урала.

Исключительно широкое распространение известково-щелочных сиенитов в пределах **егустинской пластины** установлено лишь в последние годы [Белковский, 2006]. Сиениты образуют согласные пластовые тела (1500–2000 × 400–200 м и менее) в рифейско-вендских метагабброидах (табл., ан. 8), детально изученных нами ранее [Белковский, Холоднов, Локтина, 1987]. Контактовые породы представлены теневыми сиенит-мигматитами. Текстура пород тонко- и грубополосчатая, обусловленная чередованием лейкократовых и меланократовых полос (амфибол-гранатовых, амфибол-гранат-магнетитовых). Химический состав, коэффициенты железистости и агпаитности позволяют относить их к известково-щелочным сиенитам (табл., ан. 5, 6). Минеральный состав сиенитов: лейстовый и микрозернистый альбит основной массы, барийсодержащий (BaO = = 0.21–0.68 мас. %) микроклин, эгирин-авгит, калиевый магнезиогастингсит, оранжевый и красный высокотитанистый цинксодержащий аннит-тетраферрианнит, магнетит. Акцессорные минералы: низкогафниевый циркон, ильменорутил, ильменит-(Nb), алланит-(Ce), эпидот (по алланиту), апатит-(F), флюорит, молибденит, сфалерит, халькопирит и пирит. Абсолютный возраст сиенитов, определённый по породе и монокристаллам калиевого магнезиогастингсита калий-аргоновым методом, – 290–278 млн лет [Белковский, 2006]. Известково-щелочные сиениты в пределах Центрально-Уральского поднятия отмечались в зоне сочленения Урала и Пай-Хоя [Фишман, Юшкин, 1975].

Таким образом, предположительно можно сделать вывод, что щелочные граниты и известково-щелочные сиениты УМБ и некоторых других районов Центрально-Уральского поднятия являются специфическими магматическими образованиями, встречающимися в рифей-вендских метаморфических блоках, геодинамически связанных с аккреционно-коллизионными процессами на границе Восточно-Европейской платформы с Уральским орогеном. Анализ их составов позволяет предполагать в ряде случаев их сложное происхождение [Шардакова и др. 2015] и участие в субстрате вещества мантийного компонента (возможно, связанного с плюмовым источником).

ЛИТЕРАТУРА

Белковский А.И. Минералогия позднепалеозойских гнейсо-гранитов А-типа Центрально-Уральского поднятия (Уфалейский метаморфический блок, Средний Урал) // Минералогия Урала-2007. Сб. науч. ст. Миасс–Екатеринбург: ИМин УрО РАН, 2007. С. 144-147.

Белковский А.И., Локтина И.Н. Отчёт о результатах поисково-оценочных работ на редкие металлы по оценке перспектив танталоносности западной части Уфалейского гнейсово-мигматитового комплекса, проведённых в 1969–1970 гг. в Уфалейском и Кыштымском районах Челябинской области / ФГУ МР. Инв. № 032511. Челябинск. 1971. 206 с.

Белковский А.И., Локтина И.Н. Раннепалеозойская ассоциация щелочных гранитов–нефелиновых сиенитов западного склона Среднего Урала // ДАН СССР. 1974. Т. 215. № 5. С. 1206-1209.

Белковский А.И., Холоднов В.В., Локтина И.Н. О геологической специализации основных ультрамафитов и эклогитов Уфалейского метаморфического блока // Геохимия вулканических и осадочных пород Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 85-96.

Белянкин Д.С., Соколов Г.А. Геологическая карта Урала. Описание листа N–41–1 // Тр. Всесоюз. геол.-развед. объед. 1933. Вып. 28. 67 с.

Махлаев Л.В. А-граниты севера Урала // ДАН СССР. 1995. Т. 340. № 4. С. 514-517.

Смирнов Г.Г. Уфимский амфитеатр. Ч. I. Стратиграфическое описание. М.: Наука, 1956. 174 с.

Тевелев Ал.В.., Кошелева И.А., Хотелев А.О., Прудников И.А., Тевелев А.В. Возраст и состав Козлиногорского габбро-щелочно-гранитного комплекса на западном склоне Южного Урала // Геол. бюлл. МГУ. 2015. Т. 70. № 4. С. 338-349.

Фишман М.В., Юшкин Н.П. Верхнепалеозойские известково-щелочные сиениты зоны сочленения Урала и Пай-Хоя // ДАН СССР. 1975. Т. 225. № 1. С. 176-178.

Шардакова Г.Ю., Савельев В.П., Пужаков Б.А., Петров В.И. Новые данные о химическом составе и возрасте пород козлиногорского комплекса // Ежегодник-2014. Труды ИГГ УрО РАН. Вып. 162. Екатеринбург, 2015. С. 148-154.

ALKALINE GRANITES AND SYENITES OF THE WESTERN SLOPE OF THE URALS (URAL-TAU ZONE, CENTRAL URAL UPLIFT)

Belkovsky A.I., Holodnov V.V.**, Udachin V.N.**

*Institute of Mineralogy, Ural Branch of RAS, Miass, Russia
** A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, Ekaterinburg, Russia, holodnov@igg.uran.ru

In the Ural-Tau zone of the Central Ural Uplift, alkaline rocks (gneiss granites and syenites) were found in the western part of the Ufaley Metamorphic Block (UMB) in two autonomous tectonic plates: the Ukazar (Vendian greenschist blastomylonites) and the Egustin (Riphean-Vendian metagabbroids and gneissous granites) [Belyankin, Sokolov, 1933; Smirnov, 1956; Belkovsky, Loktina, 1971]. They are also traced [Tevelev et al., 2015] to the west of the Takhta fault separating the UMB from the northern part of the Bashkir meganticlinorium.

Within the Ukazar plate, the alkaline rocks are thin- and coarse-banded gneiss-granites of the heterogranoblastic and cataclastic structure. They form concordant bodies in chlorite, albite-chlorite and epidote-albite-chlorite blastomylonites. According to the mineral composition, two their main varieties are distinguished: aegirite-riebeckite-astrophyllite and magnetite-annite rocks [Belkovsky, Loktina, 1974]. According to the chemical (Table 1) and mineralogical composition (microcline-perthite, albite-quartz, aegirite, riebeckite, astrophyllite, annite-tetraferrianite, magnetite, fluorite-(Y) and list of accessories (eigngmatite, fergusonite-(Y), columbite, (Al), ilmenite (Nb), titanite (Nb), apatite (F), molybdenite) alkaline gneiss granites of UMB are close to alkaline granites of the Kola Peninsula, Central Kazakhstan, the Yenisei Ridge and the Cis-Polar Urals. The chemical and mineral compositions of alkaline gneiss granites of UMB allow corresponding them to A-granites. Their absolute age (SHRIMP-U-Pb for zircon) is the Late Ordovician-Early Silurian 430–460 Ma [Tevelev et al., 2015; Shardakova et al., 2015]. The age of riebeckite and astrophyllite is the Late Paleozoic – 280–290 Ma [Belkovsky, 2007]. A-granites similar in composition and genesis are also in the northern part of the Central Ural Uplift [Makhlaev, 1995]. It should be especially noted the great similarity of the minerageny of alkaline granites of UMB with the columbite-bearing granites (quartz-albite-muscovite rocks) of the South-Eastern Tuva and Northern Nigeria. The age of the alkaline granites of UMB are close to the

Table 1. Chemical composition (wt %) of alkaline rocks of the Ufaley Block

Component	1*	2*	3	4	5	6	7	8
SiO_2	74.37	75.19	75.51	75.74	61.01	64.69	66.73	50.55
TiO_2	0.10	0.10	0.17	0.16	0.58	0.36	0.44	1.20
ZrO_2	0.064	0.072	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.045	Не опр.	0.031
Al_2O_3	11.68	12.01	12.15	12.71	16.89	16.71	15.31	15.44
Fe_2O_3	0.81	0.61	1.16	0.81	2.47	2.36	2.33	2.82
FeO	3.13	2.97	1.55	2.16	5.86	3.34	3.49	7.34
MnO	0.04	0.02	0.02	0.02	0.23	0.13	0.12	0.07
MgO	0.28	0.19	0.19	0.27	0.51	0.26	0.18	7.32
CaO	0.73	0.36	0.43	0.82	3.02	1.56	1.46	9.50
Na_2O	3.86	4.09	4.05	5.88	5.35	5.07	3.81	3.46
K_2O	4.10	4.07	4.31	1.23	3.22	4.56	5.11	1.11
P_2O_5	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.13	0.07	0.07	0.39
Nb_2O_5	0.015	0.023	0.011	0.003	0.005	0.008	0.011	<0.001
Ta_2O_5	0.0001	0.0019	0.0009	Не обн.	0.001	0.002	0.003	<0.001
П.п.п.	0.72	0.19	0.38	0.24	0.55	0.49	0.53	0.92
Сумма	99.89	99.90	99.93	100.04	99.82	99.64	99.59	100.15
F	88.6	91.2	88.5	85.9	89.8	92.2	94.5	43.1
d	0.92	0.93	0.93	0.87	0.72	0.79	0.77	0.45

Note. 1–4 – western part of the Ufaley Block, Ukazar plate: 1–3 – alkaline granites, A-type: 1 – aegirite-riebeckite-astrophyllite rocks, 2–3 – magnetite-annite rocks; 4 – host biotite plagiogneisses granites; 5–8 – central part, the Egustin plate: 5 – syenite-migmatites, 6–7 – syenites calc-alkaline, 8– pyroxene-hornblende metagabbro. Analysis were made in the Central Chemical Laboratory og IGU "UralGeology" by N.F. Kolosova.

initial stage of generation of the alkaline-carbonatite from Ilmenogorsk–Vishnevogorsk complex on the eastern slope of the Urals.

An exceptionally wide distribution of calc-alkaline syenites within the Egustin plate was established only in recent years [Belkovsky, 2006]. The syenites form concordant layer bodies (1500–2000 × 400–200 m and less) in the Riphean-Vendian metagabbroids (Table 1, an. 8), which we studied in detail earlier [Belkovsky, Kholodnov, Loktina, 1987]. Rocks on the contacts are the shadow syenite migmatites. The texture of rocks is thin and coarse layered, due to the alternation of leucocratic and melanocratic bands (amphibole-garnet, amphibole-garnet-magnetite). The chemical composition, the coefficients of ferruginousness and agpaiticity allow us to refer them to calc-alkaline syenites (Table 1, an. 5, 6). The mineral composition of syenites is: lepidic and microgranular albite of basis, barium-containing (BaO = = 0.21–0.68 wt %) microcline, aegirine-augite, potassium magnesiohastingsite, orange and red high-titanium zinc-containing annite-tetraferrianite, magnetite. Accessory minerals are low-Hf zircon, ilmenorutil, ilmenite-(Nb), allanite-(Ce), epidote, apatite-(F), fluorite, molybdenite, sphalerite, chalcopyrite and pyrite. The absolute age of syenites, determined by the rock and single crystals of potassium magnesiohasstingsite (K-Ar) is 290–278 Ma [Belkovsky, 2006]. Within the Central Ural Uplift similar calc-alkaline syenites were noted in the junction zone between the Urals and Pai-Khoi [Fishman, Yushkin, 1975].

Thus, it is possible to conclude that alkaline granites and calc-alkaline syenites of UMB and some other areas of the Central Ural Uplift are specific magmatic formations in Riphean-Vendian metamorphic blocks and they connected with accretion-collisional processes at the boundary of the East European Platform and the Uralian Orogen. The analysis of their compositions allows one to assume their complicate origin [Shardakova et al., 2015] and the involvement of a mantle component in the substrate (possibly associated with a plume source).

REFERENCES

Belkovsky A.I. Mineralogy of the Late Paleozoic gneiss-granites of the A-type of the Central Ural Uplift (Ufaley Metamorphic Block, Middle Urals) // Mineralogy of the Ural-2007. Miass-Ekaterinburg: IMIN UB RAS, 2007. P. 144-147.

Belkovsky A.I., Loktina I.N. Report on the results of prospecting and evaluation work on rare metals in assessing the prospects of Ta-ores in the western part of the Ufaley gneiss-migmatite complex, carried out in 1969-1970 in the Ufaley and Kyshtym districts of the Chelyabinsk region / FGU MP. Inv. № 032511. Chelyabinsk, 1971. 206 p.

Belkovsky A.I., Loktina I.N. Early Paleozoic association of alkaline granites-nepheline syenites of the western slope of the Middle Urals // Dokl. Earth. Sci. 1974. V. 215. № 5. P. 1206-1209.

Belkovsky A.I., Holodnov V.V., Loktina I.N. About geological specialization of the main ultramafites and eclogites of the Ufaley metamorphic block // Geochemistry of volcanic and sedimentary rocks of the Southern Urals. Sverdlovsk, 1987. P. 85-96.

Belyankin D.S., Sokolov G.A. Geological map of the Urals. Description of the sheet N-41-1 // Tr. of USSR Geological exploration union, 1933. V. 28. 67 p.

Makhlaev L.V. A-granites of the north of the Urals // Dokl. Earth. Sci. 1995. V. 340. № 4. P. 514-517.

Smirnov G.G. Ufa amphitheater. Part I. Stratigraphic description. M: Nauka, 1956. 174 p.

Tevelev Al.V., Kosheleva I.A., Hoteyev A.O., Prudnikov I.A., Tevelev A.V. Age and composition of the Kozlinogorsk gabbro-alkaline-granite complex on the western slope of the Southern Urals // Geol. Bull. of the Moscow State University. 2015. V. 70. № 4. P. 338-349.

Fishman M.V., Yushkin N.P. Upper Paleozoic calc-alkaline syenites of the joint zone of the Urals and Pai-Khoja // DAN USSR. 1975. V. 225. № 1. P. 176-178.

Shardakova G.Yu., Savelyev V.P., Puzhakov B.A., Petrov V.I. New data on the chemical composition and age of the rocks of the Kozlinogorsk complex // Yearbook-2014. V. 162. Ekaterinburg: IGG UrB RAS, 2015. P. 148-154.

DIORITE-TONALITE-PLAGIOGRANITES IN THE OPHIOLITE OF EASTERN PART OF THE REVDINSKY MASSIF (MIDDLE URALS)

Berzin S.V.

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, Ekaterinburg, Russia,
sbersin@yandex.ru

Revdinsky massif is one of the Ural Platinum Belt massifs. It located at the Middle Urals 40 km west of Ekaterinburg. Ophiolithes are the root zone of the sheeted dyke complexes and exposed on the day surface at the Western part of the Revdinsky massif [Berzin, 2014]. In the outcrops we observe the gabbro intruded by a two dolerite sheeted dyke complexes, these intersects at angles 40–70°. Diorite-tonalite-plagiogranites intruded gabbro and sheeted dolerite dyke of 1-st generation. It formed dykes, veins and cement of breccias.

Diorite-tonalite-plagiogranites has fine grained or coarse grained texture and consist of plagioclase, amphibole, chamosite, quartz and accessories minerals. Plagioclase is oligoclase-albite (An 0.01–0.20). Plagioclase is replaced by albite, zoisite and sericite. Amphibole is magnesiohornblende.

Veins diorite-tonalite-plagiogranites has SiO_2 46–73 %, Fe/(Fe+Mg) 0.22–0.98 and belongs to the low-K normal-alkaline series (K_2O 0.08–0.53 %, $Na_2O + K_2O$ 3.16–6.85 %). The rocks has inclined trend of REE, La_n/Yb_n 1.5–3.6. Tonalites has minimum by Rb, Zr, Ti. Tonalites and plagiogranites belongs to calcic series by [Frost et al., 2001]. Tonalites belongs to magnesian series by [Frost et al., 2001]. Plagiogranites are metaluminous by [Maniar, Piccoli, 1989] and ferroan by [Frost et al., 2001].

Lead isotope ratios was measured by MC-ICP-MS Neptune Plus (IGG UB RAS, Ekaterinburg, Russia) in the sample of vein tonalite from Mt. 489.3 m [Berzin, Streletskaya, 2014]. Initial lead isotope ratios by age 426 MA are $^{206}Pb/^{204}Pb_i$ – 18.055, $^{207}Pb/^{204}Pb_i$ – 15.569, $^{208}Pb/^{204}Pb_i$ – 37.707. It most closely matches the “orogenic” reservoir by age 426 MA by [Zartman, Haines, 1988]. However by geochemistry composition diorite-tonalite-plagiogranites are similar by plagiogranite series of the mid-ocean ridge [Grimes et al., 2013, etc.].

The work is executed at financial support of Project of Ural Branch of the Russian Academy of Sciences 15-18-5-15 «Uralids in the basement of the West Siberian oil and gas-bearing megabasin".

REFERENCES

Berzin S.V. Ophiolithes of the South part of the Middle Urals. Thesis for candidate of sciences. Ekaterinburg, 2014. 216 p. (In Russian)

Berzin S.V., Streletskaya M.V. Pb isotope ratios in the gabbro and vein tonalites from the Eastern part of the Revdinsky massif (Middle Urals): results of the study on MC-ICP-MS Neptune Plus // Ezhegodnik-2013. Vol. 161. Ekaterinburg: IGG UB RAS, 2014. P. 173-178. (In Russian)

Frost B.R, Barnes C.B., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. Vol. 42. Is. 11. P. 2033-2048.

Grimes C.B., Ushikubo T., Kozdon R., Valley J.W. Perspectives on the origin of plagiogranite in ophiolites from oxygen isotopes in zircon // Lithos. 2013. Vol. 179. P. 48-66.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. America Bull. 1989. Vol. 101. P. 635-643.

Zartman R.E., Haines S.M. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs-A case for bi-directional transport // Geochimica et cosmochimica acta. 1988. Vol. 52. P. 1327-1339.

ВОЗРАСТ МАГМАТИЗМА И ОРУДЕНЕНИЯ Cu-Mo-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКСУГ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА) ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ И ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

Берзина А.Н., Берзина А.П., Гимон В.О.

Институт геологии и минералогии им. академика В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, berzina@igm.nsc.ru

Медно-молибден-порфировое месторождение Аксуг находится на южном склоне Восточного Саяна, в Хамсаринской зоне венд-раннекембрийской островодужной системы Алтае-Саянской складчатой области. Район месторождения сложен вулканитами и терригенными отложениями хамсаринской свиты, среди которых расположены пироксенит-габбровые массивы хойтоокинского комплекса среднекембрийского возраста [Государственная…, 2012]. Один из них вмещает Аксугскую интрузию с локализованным в ней Cu-Mo-порфировым оруденением. Интрузия сложена породами трех серий: таннуольской, рудоносной порфировой и пострудной лейкогранит-аплитовой.

По вопросу возраста малых интрузий и оруденения высказывались разные точки зрения. Согласно им, возраст определяется в широком временном интервале (от ордовик-силурийского до девонского) [Сотников и др., 2003]. Попов и др. [1988] выделяют два этапа рудной минерализации (силурийский и девонский) и не исключают наличия позднекембрийских руд. По [Забелин, 1992] становление рудно-метасоматической системы Аксугского месторождения происходило длительное время: формирование интрузивных пород, метасоматитов и руд началось в додевонское время, а завершилось не ранее среднего девона. На геологической карте [Государственная…, 2012] магматические образования месторождения Аксуг и рудопроявления этого типа в Восточной Туве выделены как аксугский комплекс раннедевонского возраста.

С целью уточнения возраста магматизма и оруденения ранее были проведены Re-Os и $^{40}Ar/^{39}Ar$ геохронологические исследования. По трем Re-Os анализам молибденита месторождения Аксуг получены следующие датировки: 511 ± 2, 516 ± 2, 518 ± 2 млн лет [Berzina et al., 2003]. Близкие к последним двум датировкам Re-Os возрасты (517.3 ± 3 и 517.4 ± 3 млн лет) молибденита Аксуга приведены в статье [Pollard et al., 2017]. Согласно геохронологическим определениям модельный Re-Os возраст оруденения месторождения соответствует верхней половине $Є_1$.

По данным $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования (по амфиболу, плагиоклазу и серициту) фиксируется широкий временной диапазон развития магматизма на Аксуге и молодой возраст оруденения. Становление гранитоидов, вмещающих рудоносные порфировые интрузии, произошло в интервале ~532–462 млн лет. Эндогенная активность на этапе формирования малых интрузий и оруденения, проявилась в интервале ~404–324 млн лет [Сотников и др., 2003]. При этом авторы приведенной статьи отмечают омоложение $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировок магматических образований при наложении на них поздних процессов. Более древние Re-Os датировки оруденения относительно $^{40}Ar/^{39}Ar$ оценок предшествующих магматитов свидетельствуют о влиянии поздних процессов на $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопную систему малых интрузий и вмещающих гранитоидов таннуольского комплекса. Предполагается, что нарушение изотопной системы произошло в связи с внедрением дайкообразных тел гранитов и аплитов. Последние пересекают основную Cu-Mo-порфировую штокверковую минерализацию и содержат бедную прожилковую и гнездовую пирит-халькопиритовую минерализацию [Сотников и др., 2003]. Интервал $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировок по калишпату и плагиоклазу лейкогранитов составляет ~336–324 млн лет, он перекрывается с интервалом наиболее молодых датировок метасоматически преобразованных порфиров малых интрузий.

В настоящее время нами получены первые U-Pb геохронологические датировки по цирконам магматических пород месторождения Аксуг. U-Pb датирование цирконов проводилось на вторично-ионном микрозонде SHRIMP II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (аналитик Родионов Н.В.) по стандартной методике [Williams, 1998; Larionov et al., 2004]. Морфологические особенности и внутреннее строение цирконов свидетельствуют об их кристаллизации из расплава. Данные приведены по результатам определения конкордантных возрастов с погрешностями на уровне 2σ. $^{206}Pb/^{238}U$ конкордантный возраст циркона из гранитоидов, вмещающих малые интрузии, составляет 504.1 ± 5.2 млн лет (n = 10, СКВО = 0.37), из тоналит-порфиров 500.4 ± ± 5.9 млн лет (n = 10, СКВО = 0.07) и 499.2 ± 6.3 млн лет (n = 10, СКВО = 0.006).

По геологическим данным наиболее достоверные $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировки по амфиболу габброидов хойтоокинского и таннуольского комплексов составляют 532 ± 2.9 и 497 ± 1 млн лет соответственно [Сотников и др., 2003]. Учитывая данные по U-Pb датировкам, становление магматизма на месторождении Аксуг произошло на рубеже среднего и позднего кембрия. Re-Os датировки молибденита несколько древнее относительно

рассчитанного конкордантного U-Pb возраста вмещающих гранитоидов, при этом единичные наиболее древние датировки цирконов (515.3 ± 9; 508.7 ± 9) из порфировых интрузий перекрываются с учетом погрешности с Re-Os датировками.

Полученные по цирконам U-Pb датировки гранитоидов месторождения Аксуг близки к таковым Cu-Mo порфирового месторождения Кызык-Чадр, расположенного в Центральной Туве, ~ в 200 км к юго-западу от месторождения Аксуг. Месторождение размещается в Ожинском плутоне гранитоидов таннуольского комплекса. U-Pb возраст по цирконам (SHRIMP II) составил: для гранитоидов массива 508 ± 7, кварцевых порфиров 507 ± 2 и гранодиорит-порфиров 490 ± 4 млн лет [Гусев и др., 2014]. Изотопные геохронологические данные месторождения Аксуг и Кызык-Чадр свидетельствуют о важной роли кембрийского магматизма в формировании Cu-Mo порфирового оруденения в Алтае-Саянской складчатой области.

Исследования проводились при поддержке РФФИ, грант 16-05-00921.

ЛИТЕРАТУРА

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Ангаро-Енисейская серия, лист N-47 (Нижнеудинск). Санкт-Петербург: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012.

Гусев Н.И., Берзон Е.И., Семенов М.И. Кызыкчадрское меднопорфировое месторождение (Тува): геохимические особенности и возраст магматизма // Региональная геология и металлогения. 2014. Т. 59. С. 70-79.

Забелин В.И. Элементы геолого-генетической модели Аксугского медно-молибденового месторождения // Магматизм и металлогения рудных районов Тувы. Новосибирск. Наука. 1992. С. 92-103.

Попов В.С., Кудрявцев Ю.К., Алтухов Е.Н., Забелин В.И., Добрянский Г.И. Геологическая позиция медно- и молибден-порфирового оруденения Алтае-Саянской складчатой области // Геология рудных месторождений. 1988. Т. 30. № 3. С. 84-89.

Сотников В.И., Пономарчук В.А., Шевченко Д.О., Берзина А.Н. Аксугское Cu-Mo-порфировое месторождение в Северо-Восточной Туве: $^{40}Ar/^{39}Ar$ геохронология, источники вещества // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 11. С. 1119-1132.

Berzina A.N., Stein H.J., Zimmerman A., Sotnikov V.I. Re-Os ages of molybdenite from porphyry and greisen Mo-W deposits of southern Siberia (Russia) preserve metallogenic record. In: D. Eliopoulos et al. (Eds), Mineral Exploration and Sustainable Development. Millpress, Rotterdam. 2003. V. 1. P. 231-234.

Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // Geological Society, London, Memoirs. 2004. V. 30, № 1. P. 69-74.

Pollard P.J., Pelenkova E., Mathur R. Paragenesis and Re-Os molybdenite age of Cambrian Ak-Sug porphyry Cu-Au-Mo deposit, Tyva Republic, Russian Federation // Economic Geology. 2017. V. 112. P. 1021-1028.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Reviews in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1-35.

AGE CONSTRAINTS ON MAGMATISM AND MINERALISATION IN THE AKSUG PORPHYRY Cu-Mo DEPOSIT (NORTHEASTERN TUVA): GEOLOGICAL AND ISOTOPIC EVIDENCE

Berzina A.N., Berzina A.P., Gimon V.O.

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia, berzina@igm.nsc.ru

The Aksug porphyry Cu-Mo deposit is situated in the Khamsara structural zone within East Sayan Mountains. The Vendian-Cambrian island-arc Khamsara terrane is a segment of Altai-Sayan Fold Area. This region is composed of the volcanic-terrigenous rocks of the Khamsara series, which were intruded by Middle Cambrian gabbro-pyroxenite bodies of Khoitookinsk complex [National Geological Map…, 2012]. The Aksug pluton and associated porphyry Cu mineralization are located within the intrusions of the Khoitookinsk complex. The Aksug pluton is composed of rocks of three distinct magmatic series: the Tannu-Ola series, the ore-bearing porphyry series and post-ore granite-aplite series.

The age of small porphyritic intrusions and mineralization is still controversial mainly due to a wide range of reported ages (from Ordovician-Silurian to Devonian) [Sotnikov et al., 2003]. Popov et al. [1988] distinguished two stages of ore mineralization (Silurian and Devonian) and did not exclude the presence of Late Cambrian ores. According to [Zabelin, 1992] the formation of intrusive rocks, metasomatic alterations and mineralization at Aksug began in the pre-Devonian time, and was completed not earlier than the Middle Devonian. On the geological map [National Geological Map…, 2012] the Aksug intrusions and similar ore Cu-Mo occurrences in Eastern Tuva are shown as Early Devonian.

However, molybdenite Re–Os dating yielded Re–Os ages of molybdenite from Aksug (511 ± 2 Ma) from one sample and replicates of 516 ± 2 and 518 ± 2 Ma from another sample [Berzina et al., 2003]. Similar Re-Os ages for the Aksug molybdenite samples (517.3 ± 3 and 517.4 ± 3 Ma) were recently reported by Pollard et al. [2017]. Thus, the Re-Os dating results are consistent with the late Early Cambrian age of mineralization.

Sotnikov et al. [2003] reported $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages for amphibole, plagioclase and sericite from the Aksug intrusions ranging from 532 to 324 Ma. [Sotnikov et al., 2003]. The $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages for the rocks hosting ore-bearing porphyry intrusions range from 532 to 462 Ma. The $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages for plagioclase and sericite from porphyritic intrusions and granite-aplite series span a time interval of 404 to 324 Ma. The Re-Os ages disagree with the $^{40}Ar/^{39}Ar$ age for the porphyry series by being significantly older. The previously reported Early Devonian $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages [Sotnikov et al., 2003] do not reflect ages of primary crystallization of the Aksug porphyry intrusions. The $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages probably reflect the later magmatic overprint related to granite-aplite emplacement. Feldspar and plagioclase from granite-aplitic assemblage, formed after main porphyry Cu-Mo stockwork mineralization, yielded $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages in the range 332–324 Ma. This age correlates with the youngest $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of the altered porphyritic intrusions.

Several high-resolution SHRIMP U-Pb zircon ages, recently obtained from the Aksug rocks provide further constraints on the time of formation of the deposit. Measurements of U, Th and Pb were conducted by N.V. Rodionov, using the SHRIMP-II high-resolution secondary-ion mass spectrometer at the Center of Isotopic Research of the Karpinsky All-Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg (Russia). Analytical procedures are similar to those described by [Williams 1998; Larionov et al. 2004]. Cathodoluminescent images show well-preserved primary oscillatory growth zones, typical of magmatic zircons. The uncertainties in calculated concordia ages are reported at the 2σ level. Zircons from granitoids hosting porphyritic intrusions yielded $^{206}Pb/^{238}U$ concordia age of 504.1 ± 5.2 Ma (n = 10, MSWD of concordance = 0.37). Zircons from later porphyritic intrusions yielded a concordia age of 500.4 ± ± 5.9 Ma (n = 10, MSWD of concordance = 0.073) and 499.2 ± 6.3 Ma (n = 10, MSWD of concordance = 0.0059).

According to geological data, the most reliable $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating for the gabbroic rocks of the Khoitookinsk and Tannu-Ola complexes are 532 ± 2.9 and 497 ± 1 Ma, respectively [Sotnikov et al., 2003]. Taking into account U-Pb dating results, the formation of the Aksug pluton occurred around Middle-Late Cambrian boundary. Thus, the molybdenite Re-Os ages [Berzina et al., 2003; Pollard et al., 2017] are several million years older than the one for newly dated hosting porphyry intrusions. However, some single zircon grains yielded the ages (515.3 ± 9, 508.7 ± 9 Ma) overlapping within the error with Re-Os ages.

The U-Pb zircon ages of the Aksug rocks are consistent with those recently reported for the rocks in the Kyzyk-Chadr porphyry Cu-Mo deposit, located in Central Tuva ~200 km SW from the Aksug within Ozhin batholith and occurring in a similar geotectonic setting [Gusev et al., 2014]. The U-Pb SHRIMP zircon age for Kyzyk-Chadr barren granite that was intruded by porphyry is 508 ± 7 Ma, and for the ore-bearing quartz diorite porphyry and the granodiorite porphyry is 507 ± 2 and 490 ± 4 Ma, respectively. These new U-Pb ages and reported Re-Os molybdenite ages [Berzina et al., 2003; Pollard et al., 2017] further confirm an important and extensive magmatic-metallogenic event in Altai-Sayan area during the Cambrian.

This study was supported by Russian Foundation for Basic Research (RFBR) grant 16-05-00921.

REFERENCES

Berzina A.N., Stein H.J., Zimmerman A., Sotnikov V.I. Re-Os ages of molybdenite from porphyry and greisen Mo-W deposits of southern Siberia (Russia) preserve metallogenic record. In: D. Eliopoulos et al. (Eds), Mineral Exploration and Sustainable Development. Millpress, Rotterdam. 2003. V. 1. P. 231-234.

Gusev N.I., Berzon E.I., Semenov M.I. (2014) Kyzyk-Chadr porphyry copper deposit (Tuva): Geochemical features and age constraints on magmatism // Regional Geology and Metallogeny. 2014. V. 59. P. 70-79. (In Russian)

Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // Geological Society, London, Memoirs. 2004. V. 30, № 1. P. 69-74.

National Geological Map of Russian Federation, 1:1 000 000 (3rd Edition). Angaro-Yeniseisk series, Sheet N-47 (Nizhneudinsk). St.-Petersburg: VSEGEI, 2012.

Pollard P.J., Pelenkova E., Mathur R. Paragenesis and Re-Os molybdenite age of Cambrian Ak-Sug porphyry Cu-Au-Mo deposit, Tyva Republic, Russian Federation // Economic Geology. 2017. V. 112. P. 1021-1028.

Popov V.S., Kudryavtsev Yu.K., Altukhov E.N., Zabelin V.I., Dobriansky G.I. Geological position of copper and molybdenum porphyry mineralization of the Altai-Sayan folded region // Geology of ore deposits. 1988. P. 30. № 3. P. 84-89. (In Russian)

Sotnikov V.I., Ponomarchuk V.A., Shevchenko D.O., Berzina A.N. The Aksug porphyry Cu-Mo deposit in northeastern Tuva: $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology and sources of matter // Geology and Geophysics. 2003. P. 44, No. 11. P. 1119-1132.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Reviews in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1-35.

Zabelin V.I. Elements of the geological-genetic model of the Aksug copper-molybdenum deposit // Magmatism and metallogeny of the ore regions of Tuva. Novosibirsk. Nauka. 1992. P. 92-103. (In Russian)

О КЛАССИФИКАЦИИ ПЕГМАТИТОНОСНЫХ ГРАНИТОВЫХ СИСТЕМ

Бескин С.М., Марин Ю.Б.***

*Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ), Москва, Россия
**Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия, marin@spmi.ru

Пегматитовой тематике в настоящее время уделяется недостаточное внимание, хотя гранитные пегматиты остаются единственным источником Cs и листового мусковита, важным поставщиком Na, Li, Be, заметным – пьезооптического, ювелирного и керамического сырья, а особенности их строения, разнообразие и богатство минерального состава по-прежнему вызывает интерес минералогов и петрологов. Валовый состав пегматитов близок к составу пород интрузивных фаз, завершающих формирование гранитоидных комплексов, с которыми они связаны, или к составу мигматит-гнейсовых толщ, с которыми они тесно ассоциируют. Исключением являются литиевые пегматиты – своеобразные аналоги литий-фтористых гранитов, но формирующиеся в различных геодинамических и глубинных условиях. В результате картирования в масштабах 1:200 000 и крупнее было установлено, что в пегматитоносных узлах присутствуют *собственно гранитовые* ассоциации 3 последовательных по возрасту интрузивных комплексов: ***А*** неравнозернистые плагиоклаз-калишпатовые граниты; ***Б*** равнозернистые плагиоклаз-калишпатовые и микроклиновые граниты; ***В*** равнозернистые микроклин-альбитовые или альбитовые граниты. Выявляется материнско-дочерняя связь пегматитов с разновидностями только гранитов ***Б*** и ***В***: с лейкогранитами и аляскитами типа ***Б*** – мусковитовых, редкометалльно-мусковитовых, редкометалльных безлитиевых, камерных кристаллоносных пегматитов; с редкометалльными субщелочными типа B^1, в т.ч. сподуменовыми, гранитами – редкометалльных Na-Li пегматитов; с редкометалльными щелочными гранитами типа B^2 – Nb-TR-Y-криолитовых пегматитов. В каждом пегматитоносном узле возможно присутствие не одного, а минимум двух поколений пегматитов, что отмечалось еще К.А. Власовым.

Гранитные пегматиты связаны либо с синорогенным метаморфизмом, сопровождаемым образованием ультраметаморфических гранитоидов, либо с позднеорогенным (наложенным) метаморфизмом в зонах тектономагматической активизации или в иных терминах: в обстановках гиперколлизии, альтернативно, – внутриплитного рифтогенеза. Очевидно, что между ними могут быть промежуточные обстановки: умеренная коллизия (собственно орогенез) в надсеймофокальных пространствах. Эти три обобщенные обстановки определяются проявлением в них гранитоидных серий, включающих последовательно образующиеся комплексы гранитов ***А***, ***Б***. ***В***, трех петрологических типов: а) изначально низкой щелочности и предельно высокой глиноземистости, б) нормальной щелочности и разной глиноземистости, в) высокой щелочности и чаще низкой глиноземистости. Особые сложности возникают при определении места редкоземельных пегматитов. Во-первых, это низкобарические пегматиты редкометалльных щелочных гранитов, во-вторых, это различные высокобарические, в т.ч. «уран-редкоземельные», пегматиты, которые и создают затруднения в определении их места в классификации. Наиболее ранние – «синорогенные» – образования, относящиеся к керамическим пегматитам («перетекающим» из вещества мигматитов), называются обычно «гранит-пегматитами» или «ортотектитами», более поздние уже следует называть «пегматитами». В них и зафиксированы повышенные содержания редкоземельных минералов, из-за чего вся ассоциация и получила свое название.

Систематика гранитных пегматитов должна быть построена на главных (геологически картируемых) признаках: геолого-тектонических особенностях узлов, вмещающих пегматиты; связи их с конкретными горнопородными комплексами. Первый признак сводится к тому, что (в пределах конкретного возрастного цикла) к возникновению пегматитов в равном ранге причастны три петрологические ассоциации гранитов:

– стресс-гранитоидные, высокоизвестковистые и высокоглиноземистые серии, сопряженные с зонами смятия, которые характерны для сдвигово-гиперколлизионных поясов, в т.ч. (для докембрия) между гнейсовыми куполами – «гранито-пегматитовые узлы»;

– известково-щелочные гранитоидные серии в линейных или мозаичных складчатых областях, формирующиеся в умеренно коллизионных обстановках и приуроченные к надсейсмофокальным пространствам в пределах активных континентальных окраин – «гранито-грейзеновые узлы»;

– рифтовые, повышенной щелочности низкоизвестковистые и низкоглиноземистые гранитоидные серии на платформах или на срединных массивах (внутриплитные) – «щелочногранитовые узлы».

Второй признак предусматривает подразделение перечисленных серий на конкретные многофазные магматические комплексы, в результате дифференциации которых возникают интересующие нас объекты. В гранитоидных сериях это два типа комплексов: предфинальные в возрастном цикле комплек-

сы аляскитовых или лейкократовых гранитов (***Б***) и финальные комплексы микроклин-альбитовых гранитов (***В***).

Могут быть рассмотрены следующие **шесть** разнотипных пегматитоносных гранитовых систем (ПГС), отличающихся *различной исходной щелочностью* субсинхронных гранитоидов. Характеристики «исходно повышенная щелочность» или «высокая щелочность» предусматривают выявление при картировании субсинхронных, но более ранних, чем интересующие нас граниты, интрузии сиенитов или граносиенитов, а также появление в породах всей рассматриваемой серии щелочных темноцветных минералов, тем более, если на финале серий обнаруживаются интрузии щелочных гранитов. Отсутствие этих признаков заставляет отнести серии к низкой щелочности (если ранние члены серии – тоналиты, плагиоадамеллиты и т.п.) или к нормальной щелочности (если выявляются гранодиориты, граниты и т.п.).

I – ПГС представлены ареалами гранитоидных серий нормальной щелочности, проявленными в виде плутонов центрального типа, с камерными кристаллоносными пегматитами, литий-фтористыми гранитами в практически неметаморфизованных толщах, что соответствует низким давлениям пегматитогенеза. В таких сериях практически не присутствуют сиениты и граносиениты; породы предфинальных пегматитоносных массивов лейкогранитов-аляскитов не содержат щелочных темноцветов и акцессориев типа пирохлора, эльпидита и др.; финальные малые интрузии представлены редкометальными литий-фтористыми гранитами. В пегматитовых телах, неотъемлемых от предфинальных или финальных гранитов, в умеренных количествах наблюдается «щелочная» минерализация (алланит, малакон); в непегматитовых, гидротермально-пневматолитовых образованиях, проявленных в рассматриваемых ареалах, зафиксированы скопления таких минералов как касситерит, вольфрамит, берилл. Эталоном этого типа ПГС может служить Жанчивланский плутон (Монголия). Сходны с эталоном пегматитоносные ареалы Дзунбаин, Горихо (Монголия), Адун-Челон, Сохондо-Угдыри, Былыра-Комсомол (Забайкалье).

II – ПГС представлены ареалами гранитоидных серий повышенной щелочности, проявленными в виде плутонов центрального типа, с камерными кристаллоносными пегматитами, редкометально-редкоземельными щелочными гранитами и их пегматоидами в практически неметаморфизованных толщах, что соответствует низким давлениям пегматитогенеза. В сериях этого типа присутствуют сиениты и граносиениты; породы предфинальных пегматитоносных массивов лейкогранитов-аляскитов содержат щелочные темноцветы и акцессории – пирохлор, эльпидит, малакон и др.; финальные пегматитоносные малые интрузии представлены редкометальными рибекитовыми, арфведсонитовыми, эгириновыми гранитами с промышленными содержаниями тантало-ниобатов (с попутной минерализацией редких земель, циркония). В пегматитовых и пегматоидных телах, неотъемлемых от предфинальных или финальных гранитов, наблюдается упоминавшаяся минерализация, а также гагаринит, самарскит, бетафит; в гидротермально-пневматолитовых образованиях в связи с этими пегматитовыми ареалами зафиксированы скопления перечисленных минералов, а также гадолинита, бертрандита, фенакита, бавенита. В качестве эталона может служить плутон Акжайляу (Казахстан). С Акжайляуским эталоном сходны: Зеренда, Баянаул, Кент (Казахстан), Коростень (Украина), Пайкс Пик, Принстон Маунтин (США), Улкан, Ина-Уринский, Ингур (Россия), Стрейндж Лейк (Канада), Халдзан-Бурегте, Хан-Богдо (Монголия). От Акжайляу к Зеренде – Коростеню – Пайкс-Пику – Принстон Маунтину – Баянаулу – Ина-Урину наблюдается понижение щелочности плутонов при сохранении пегматитовой кристаллоносности. В то же время от того же Акжайляу к Улкану – Кенту – Ингуру – Стрейндж-Лейку – Халдзан-Бурегте – Хан-Богдо несомненно заметное повышение щелочности при, начиная от Стрейндж-Лейк, утрате свойства ареалов содержать кристаллоносные пегматиты.

III – ПГС представлены ареалами гранитоидных серий пониженной щелочности, проявленными в виде полей даек, залежей, штоков, с редкометаллоносными пегматитами, редкометальными альбитовыми и сподумен-альбитовыми гранитами, их пегматоидами и комплексными редкометальными пегматитами в толщах зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, что соответствует средним давлениям пегматитогенеза. Для этих ареалов характерно не только отсутствие в субсинхронных интрузивных сериях сиенитоидов, но и появление высокоизвестковистых пород пониженной щелочности (тоналитов, плагиоадамеллитов и т.п.). В большинстве полей удается установить два поколения пегматитов (подмечено еще А.Е. Ферсманом для Завитинского месторождения): редкометаллоносные (Be), иногда с крупнопластинчатым мусковитом, пегматиты, связанные с лейкогранитами, и редкометальные (Li, Ta, Cs, Be, Sn) натровые и натро-литиевые пегматоидные граниты и пегматиты, совокупно выступающие финальным в гранитовой серии района комплексом. Наиболее крупные из месторождений сподуменовых гранитов («пегматитов») – Гринбушес (Австралия), Кингс-Маунтин (Канада). Пегматитовая составляющая представлена единичными, в том числе крупными, разной формы телами с пегматитовой зональностью. Это комплексные месторождения, где наряду с Li (сподумен, петалит, амблигонит) важное значение имеют Ta (танталит, микролит), Cs и Rb (поллуцит, лепидолит).

Среди таких месторождений – Коктогай (Китай), Берник Лейк (Канада), Бикита (Зимбабве), Карибиб (Намибия), Варутреск (Швеция), Вишняковское. Установлено залегание комплексных редкометальных пегматитов в «головах» подводящих даек сподуменовых «пегматитов», являющихся материнскими редкометальными гранитами.

IV – ПГС представлены ареалами гранитоидных серий повышенной щелочности, проявленными в виде полей даек, залежей, штоков, с редкометально-редкоземельными пегматитами в толщах эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма, что отвечает средним давлениям пегматитогенеза. Среди известных ареалов: Ильменогорье (Урал), Западные Кейвы (Кольский полуостров), Слюдянка-2, Абчад, Приольхонье и Заган в Байкальском регионе. Пегматитам этих ареалов присуща повышенная щелочность и прежде их относили к ПГС типа **II**. Однако, перечисленные ареалы отличны от объектов типа **II** тем, что в них нет (даже по гравиметрии) плутона центрального типа и ареалы представлены только скоплениями протяженных (до 1 км) пегматитовых жил, что роднит их с ареалами редкометалльных пегматитов типа **III**. В большинстве случаев редкометально-редкоземельные пегматитовые ареалы приурочены не к салическим, а к мафическим геоблокам с положительными характеристиками гравитационного поля.

V – ПГС представлены ареалами гранитоидных серий низкой щелочности, проявленными в виде полей даек, залежей, штоков, со слюдоносными и мусковит-редкометальными пегматитами в зонах кианит-силлиманитового типа амфиболитовой фации (Северная Карелия, Восточная Сибирь), что отвечает высоким давлениям пегматитогенеза.

VI – ПГС представлены ареалами синорогенных гранит-мигматитов калиевого ряда повышенной щелочности, проявленными в виде полей даек, залежей, штоков, с керамическими и уран-редкоземельными пегматитами в метаморфитах амфиболитовой и гранулитовой фаций (Южная Карелия, Побужье), что отвечает весьма высоким давлениям при пегматитогенезе.

ГРАНИТОИДЫ КЕМБРИЙСКОГО ОРОГЕНА ЗЕМЛИ ПРИНЦЕССЫ ЕЛИЗАВЕТЫ (ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА): ВЕЩЕСТВЕННЫЙ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КАК ОТРАЖЕНИЕ СТРУКТУРНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Боровков Н.В., Михальский Е.В.*, Гоголев М.А.**, Светов С.А.**, Кунаккузин Е.Л.****

*ФГБУ ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия, nikita.borovkov812@yandex.ru, emikhalsky@mail.ru
**Геологический институт КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, ssvetov@krc.karelia.ru, mag-333@mail.ru
***Геологический институт КолНЦ РАН, Апатиты, Россия, kunakuzin@geoksc.apatity.ru

Земля Принцессы Елизаветы находится в той части Восточной Антарктиды, которая имеет гетерогенное геологическое строение и включает раннедокембрийские протократонные блоки, заключенные в мезопротеройско-ранненеопротерозойском подвижном поясе. На значительных участках подвижного пояса проявлены признаки интенсивной, но неравномерно проявленной тектонотермальной активизации в кембрии. В пределах некоторых тектонических зон установлен кембрийский высокотемпературный метаморфизм и пластические деформации, в других − изотопное омоложение и дискретные зоны вязкопластического течения. Кембрийские гранитоиды являются неотъемлемой частью всех участков подвижного пояса. Как установлено многими исследованиями, вещественный и изотопный состав гранитоидов отражает не только характер материнского субстрата, но и геодинамические условия гранитообразования. Возраст некоторых гранитоидов (преимущественно 530–500 млн лет) получен ранее U-Pb методами по циркону или оценивается как кембрийский на основании соотношения с деформационными процессами того или иного возраста.

На побережье залива Прюдс (рис. 1), где сосредоточены выходы горных пород Земли Принцессы Елизаветы, выделяются, по крайней мере, две структурные зоны: зона Ларсеманн в восточной части и зона Пабликейшен в западной части побережья. Зона Ларсеманн испытала высокотемпературный метаморфизм и пластические деформации кембрийского возраста, зона Пабликейшен – изотопное омоложение (пластические деформации в этой зоне были завершены к рубежу 550 млн лет). Граница между этими зонами проходит в рай-

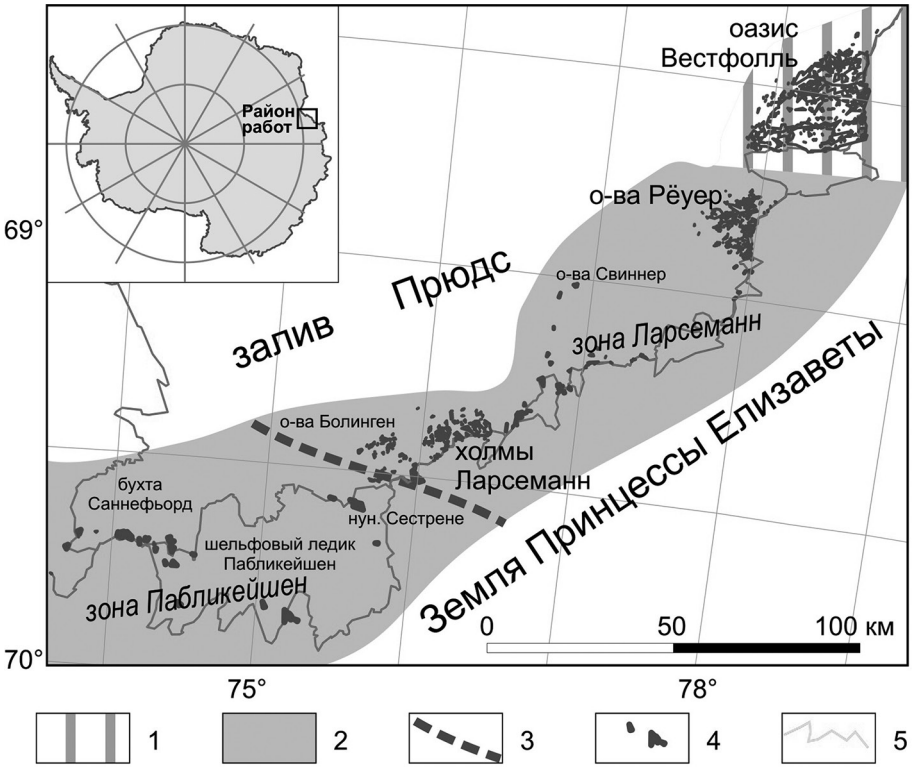


Рис. 1. Географическая схема района работ и главные элементы тектонического районирования.

1 – архейский протократонный блок оазиса Вестфолль; 2 – мезопротеройско-ранненеопротерозойский подвижный пояс; 3 – граница структурных зон *Пабликейшен* и *Ларсеманн*; 4 – участки выходов горных пород; 5 – граница ледников.

оне о-вов Болинген – нунатаков Сестрене. При этом кембрийское гранитообразование в той или иной форме проявлено в обеих зонах. В зоне Ларсеманн – это преимущественно маломощные син-кинематические пластовые тела и жилы, а в зоне Пабликейшен – более крупные пост-кинематические интрузивы.

Мы представляем данные по химическому составу (макрокомпоненты – полным силикатным анализом и микроэлементы широкого спектра, включая РЗЭ, – методом ICP-MS) для 46 образцов кембрийских гранитоидов Земли Принцессы Елизаветы из двух тектонических зон, вскрытых на побережье залива Прюдс. Для 11 образцов получены изотопные Nd данные.

Несмотря на изотопную однородность изученной выборки пород, их вещественный, и, прежде всего, химический состав демонстрирует значительное разнообразие. При этом для пород из двух выделенных зон свойственны определённые специфические признаки.

Породы зоны Ларсеманн преимущественно относятся к гранитам и сиеногранитам, формирующим (по классификации [Frost et al., 2001]) серию щелочных и серию известково-щелочных пород. По соотношению содержаний окислов магния и железа породы относятся к категории магнезиальных или переходных к железистым. Величина индекса ASI для большинства пород >1.1, что указывает на их происхождение из первично-осадочных материнских источников (гранитоиды S-типа). Для этих пород характерны относительно не высокие содержания Y, Nb, Ta, P и изменчивые, а для некоторых пород – высокие концентрации La, Ce, Th.

Породы зоны Пабликейшен охватывают более широкий спектр составов от гранитов и гранодиоритов до кварцевых диоритов и монцонитов. По классификации [Frost et al., 2001] породы образуют серию щелочно-известковых пород. По соотношению содержаний окислов магния и железа породы относятся к категории железистых. Величина индекса ASI для всех пород <1.1, что указывает на их происхождение из первично-магматических материнских источников (гранитоиды I-Типа). Для этих пород характерны повышенные содержания Y, Nb, Ta, P и также изменчивые, а для некоторых пород – высокие концентрации La, Ce, Th.

На бинарных вариационных диаграммах в координатах Y–Nb, Y/Nb–Rb/Nb, Yb–Th/Ta и многих других заметно, что породы зоны Пабликейшен и зоны Ларсеманн отвечают составам гранитоидов разных геодинамических обстановок. Первые хорошо соответствуют гранитам внутриплитных или рифтогенных обстановок, а вторые – гранитам син-коллизионных или дуговым обстановкам. Гранитоиды обеих зон не отвечают критериям гранитоидов А-типа, не смотря на то, что имеют повышенную щелочность.

Модельные возрасты T^{Nd}_{DM}, вычисленные для кембрийских гранитоидов из обеих структурных зон побережья залива Прюдс, очень близки и находятся преимущественно в относительно узком временном интервале 1550–1950 млн лет, что указывает на происхождение этих гранитоидов при плавлении вещества (позднепалео)протерозойской земной коры. Гранитоиды, дренируя подстилающую земную кору на различных участках, указывают на изотопную однородность коры и не подтверждают гипотезу о развитии в данном регионе различных террейнов, представляющих блоки различной по возрасту и истории формирования континентальной коры, коллидировавших в кембрии между собой и фрагментами, ныне составляющими части Индии и Австралии, с формированием антарктической части Гондваны на этом этапе.

Таким образом, состав кембрийских гранитоидов подтверждает обоснованность установленных по геологическим данным структурных зон и свидетельствует о том, что в восточной части района работ в кембрии существовал ороген предположительно коллизионной природы.

Образцы были предоставлены Полярной Морской Геологоразведочной Экспедицией (ПМГРЭ, г. Ломоносов, Санкт-Петербург) по материалам 43, 49, 53, 57, 59 Российских Антарктических Экспедиций. Особую признательность авторы высказывают сотрудникам ПМГРЭ Погорельскому А.И., Егорову М.С., Гонжурову Н.А. за предоставленные материалы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант №15-05-02761).

ЛИТЕРАТУРА

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D., 2001. A geochemical classifi cation for granitic rocks// Journal of Petrology, 42, 2033-2048.

CAMBRIAN OROGEN GRANITOIDS (PRINCESS ELIZABETH LAND, EAST ANTARCTICA): GEOCHEMISTRY AND ISOTOPE COMPOSITION AND THEIR RELATION TO STRUCTURAL DISTINCTIONS

Borovkov N.V., Mikhalsky E.V.*, Gogolev M.A.**, Svetov S.A.**, Kunakkuzin E.L.****

*VNIIOkengeologia (The All-Russian Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean), Saint-Petersburg, Russia, nikita.borovkov812@yandex.ru, emikhalsky@mail.ru
**Institute of Geology, Karelia Scientific Center RAS, Petrozavodsk, Russia, ssvetov@krc.karelia.ru, mag-333@mail.ru
***Geological Institute, Kola Scientific Center RAS, Apatity, Russia, kunakuzin@geoksc.apatity.ru

The Princess Elizabeth Land belongs to Precambrian East Antarctic region. Geology of this area is highly complex. Early Precambrian protocratonic blocks are embedded in the Meso-Paleo-proterozoic mobile belt. Intense tectonic rearrangements together with changing of thermal conditions occurred in the Cambrian are traced in this area. Within certain tectonic zones one can observe Cambrian high-temperature metamorphism, plastic deformations, viscoelastic flow structures and isotope rejuvenation. Cambrian granitoids are essential part of all areas embeded in the mobile belt. By using bulk chemistry and isotopic composition data for granitoids we intend to reveal the source and geodynamic settings at the time of granitic magma formation. Obtained earlier by U-Pb zircon methods age of some granitoids is mainly 530–500 Ma. In some cases, Cambrian age has been proved by structural deformations of certainly known age.

On the coast of the Prydz Bay (Fig. 1) at least two structural zones are distinguished: the Larsemann zone in the eastern part and the Publication zone in the western part of the coast. The Larsemann zone underwent high-temperature metamorphism and plastic deformations in the Cambrian. The Publication zone – just isotope rejuvenation (plastic deformations in this zone were completed at 550 Ma). The border between these zones passes through the area of the Bolingen Islands – Nunataks Sestrene. Granite intrusions took place in Cambrian within both zones. In the Larse-

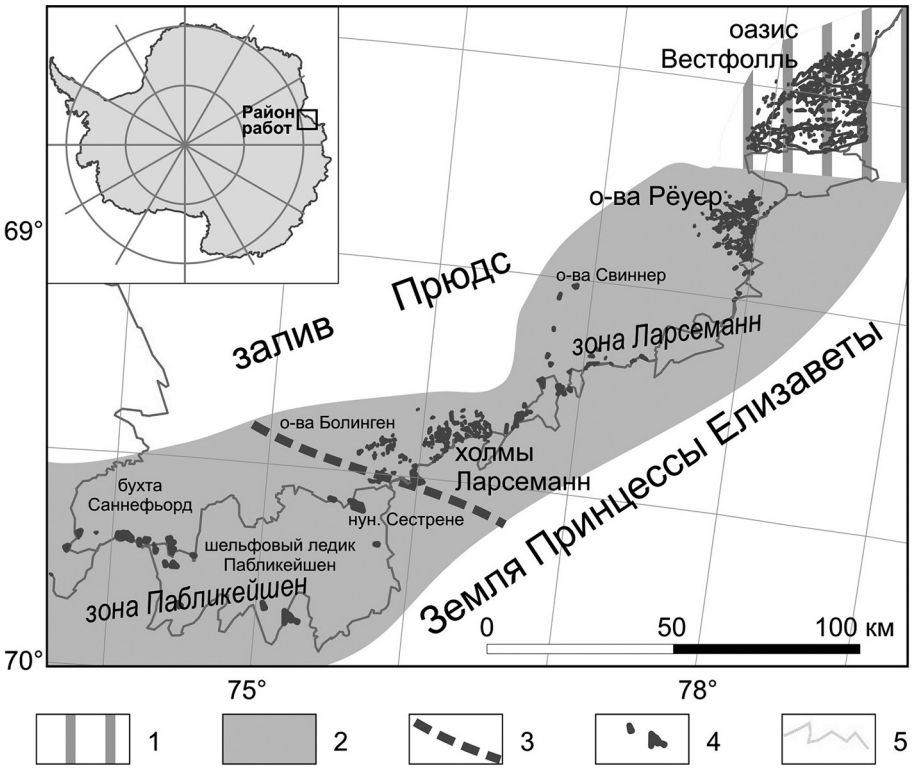


Fig. 1. The map of studied area and main features of tectonic zoning.

1 – Archean protocraton, Vestfoll oasis; 2 – Meso-Paleo-proterozoic mobile belt: 3 – the boundary between Publication and Larsemann tectonic zones; 4 – outcrops; 5 – ice merge.

mann zone, they are predominantly sin-kinematic stratal bodies and dykes. Within the Publication zone they are more thick post-kinematic intrusions.

We obtained data on the main chemical composition (wet chemistry, XRF), trace and REE (ICP-MS method) for 46 samples. Isotopic Nd data were obtained for 11 samples. All studied rocks from both tectonic zones are characterized by isotopic homogeneity. But the bulk chemical, trace elements and REE composition demonstrate considerable diversity. At the same time for certain rocks from two isolated zones there are certain specific features.

The rocks of the Larsemann zone are predominantly granites and syenogranites which form [Frost et al., 2001] a series of alkaline and a series of calc-alkaline rocks. According to $FeO_{tot}/(FeO_{tot} + MgO)$ and $FeO/(FeO + MgO)$ ratios rocks should be classified as magnesian or transition to ferroan. The ASI index for most samples is more than 1.1. This indicates origin from primary sedimentary sources (S-type granitoids). These rocks are characterized by relatively low Y, Nb, Ta, P concentrations and variable La, Ce, Th concentrations which become relatively high for some samples.

Samples from the Publication zone represent wider range of compositions changing from granites and granodiorites to quartz diorites and monzonites. According to the classification of [Frost et al., 2001], these samples are plotted in alkali-calcic area. $FeO_{tot}/(FeO_{tot} + MgO)$ and $FeO/(FeO + MgO)$ ratios for this rocks enable to determine them like ferroan type. The value of the ASI index for all samples is less then 1.1. This indicates magmatic source origin (I-Type granitoids). These rocks are also characterized by high concentrations of Y, Nb, Ta, P. At the same time, La, Ce, Th concentrations vary and also reach relatively high values for some samples.

Compositions of granites from both tectonic zones were plotted on binary variation diagrams (Y-Nb, Y/Nb-Rb/Nb, Yb-Th/Ta). As a result, granitoids from both Publication and the Larsemann zones correspond to different geodynamic settings. Granitoids from Publication zone definitely correspond to intraplate or riftogenic environments. Larsemann zone granitoids are plotted within syn-collisional or arc island part of diagramms.

Despite high alkali content granitoids of both zones do not match A-type granites characteristics.

Calculated model ages of T^{Nd}_{DM} for the Cambrian granitoids from both structural zones are mostly confined in 1550–1950 Ma interval. Consequently, it is possible to acknowledge that studied ganitoids originated as a result of crust melting in Late Paleoproterozoic time. According to obtained isotopic data studied granitoids composition reflects isotopically homogeneous crust source. Moreover, at the beginning of Gondwana amalgamation, all crust blocks were not different in terms of structural and geological history.

To sum up, there is difference between established tectonic zones not only on geological history but also on chemical and isotope composition. At the eastern part of studied area it is possible to recognize trace of continental collision events in Cambrian.

All samples were provided by the Polar Marine Geosurvey Expedition (PMGE, Lomonosov, St. Petersburg). Samples were collected during 43^{d}, 49th, 53^{d}, 57th and 59th Russian Antarctic Expeditions. The authors express gratitude to PMGE members Pogorelsky A.I., Egorov M.S., Gonzhurov N.A. for sample providing.

This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (grant No. 15-05-02761).

REFERENCES

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D., 2001. A geochemical classifi cation for granitic rocks// Journal of Petrology, 42, 2033-2048.

МЕХАНИЗМЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ РАСПЛАВОВ ПРИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГРАНИТОВ

Валуй Г.А.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия, gvalui@mail.ru

Многолетние исследования крупнейших гранитных интрузивов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, прекрасно обнаженных в береговых скалах морского побережья Приморья, привели автора к выводу о том, что многочисленные неоднородности, наблюдаемые в них (округлые включения гранодиоритов, биотит-роговообманковые полосы, шлировые пегматиты, аплито-пегматитовые тела и пр.), являются результатом сложных процессов внутрикамерной дифференциации, которые происходили в расплаве до его окончательного затвердевания. Они сохранились благодаря относительно быстрой кристаллизации расплавов в условиях малых глубин – менее 3–4 км [Валуй, 2014]. Среди них впервые обнаружены и изучены проявления следующих: **а)** кристаллизационная дифференциация с отсадкой плагиоклаза в областях конвективных потоков, приведшая к образованию зоны ритмично-расслоенных гранитов в Опричненском массиве; **б)** флюидно-магматическое расслоение, вызванное процессом подобным динамической кавитации в момент заполнения магматической камеры, которое привело к образованию округлых включений мелкозернистых пород (автолитов), столь характерных для гранитоидов вулканических ассоциаций; **в**) диффузионно-магматическое расслоение, обусловленное возникновением механизма, подобного двойной диффузионной конвекции («d-d» эффекта) в зонах резкого градиента температур вызвавшее образование субгоризонтальных ритмов гранофир-аплитовых пород, с обогащением гранофировых слоев железом, а аплитовых – водой (Бринеровский массив); **г**) расслоение остаточных расплавов, богатых летучими компонентами, приведшее к образованию в дайкообразном теле гранодиоритов ритмично повторяющихся полос темноцветных минералов (Владимирский массив) и дифференцированных даек аплито-пегматитов, обогащенных гнездами темноцветных минералов, наиболее широко проявленных в Ольгинском массиве.

1. Кристаллизационная дифференциация в областях конвективных потоков. Она привела к образованию зон ритмично-расслоенных гранитов в центральной части южного поля гранитов в Опричненском массиве. Сам Опричненский массив является примером зонального интрузива, в котором южная и северная сложены гранитами (с возрастом 56–57 млн лет), а центральная – диоритами (66 млн лет). Южная часть интрузива представляет из себя лакколи, состоящий из 3-х зон: 1 – приконтактовой, сложенной гранофировыми гранитами с автолитами (протяжением 4 км); 2 – зона полосчатых гранитов (протяжением 3–3.5 км), отделяющая приконтактовую зону от 3-ей – центральной части, сложенной крупнозернистыми гранитами с гнездами аплит-пегматитов, не содержащей автолитов. Зона ритмичного расслоения сложена порфировидными гранитами с чередующимися полосами светло- и более темно-серого цвета. Переход от темно-серой к светлой внутри ритма – постепенный, а контакт между светлой и вышележащей темно-серой (между ритмами) резкий. Мощность светлых полос около 10–20 см, а темных – 60–90 см. Общая мощность каждого ритма не превышает 1 м, а всей зоны 2–2.5 м и более, количество в разрезе – от 3 до 7, а протяженность зоны – до 3.5 км. Цвет полос обусловлен большей пористостью светлых по сравнению с темными и различным относительным количеством порфировидных выделений плагиоклаза и гранофировых Кв-КПШ сростков. Содержание последних колеблется в темно-серых полосах от 77 до 81 об. %, а в светлых – от 81 до 84 об. %). Количество кристаллов плагиоклаза варьирует в светлых полосах от 12 до 14 об. %, а в темно-серых – от 14 до 20 об. %. Содержание кварца в Кв-КПШ сростках из светлых полос (34–40 об. %), а в темно-серых – (44–45 об. %). Магнитная восприимчивость пород в светлых полосах выше (до 300×10^{-5} единиц в системе СИ), чем в темных (10–20 до 50–70) $\times 10^{-5}$, что свидетельствует о более высоком содержании магнетита. Плагиоклаз полосчатых гранитов образует идиоморфные слабозональные кристаллы или гломерозернистые сростки, размер которых в светлых полосах заметно меньше (0.5–1.0 мм по длинной стороне) и более кислый (An_{35-36}), чем в темно-серых (1.0–2.5 мм и An_{42-44} с реликтами An_{53}), что говорит о некоторой сортировке и дорастании кристаллов плагиоклаза во время их оседания к нижним частям ритмов. Содержание SiO_2 выше в светлых полосах (74.25–74.45), чем в темных (74.00–74.10 мас. %), тогда как содержание Al_2O_3 выше в темных (12.88–12.92.), чем в светлых (12.49–12.30–12.00 мас. %). Содержание большинства микроэлементов не обнаруживает какой-либо явной закономерности вкрест простирания зоны ритмичного расслоения, кроме Be, Yb, Ni и F. Содержание Be в светлых полосах меньше, чем в темных и в целом в зоне его содержание уменьшается сверху вниз и в темных и светлых полосах, тогда как Ni и Co, содержащиеся в магнетитах, наоборот, больше в светлых полосах. Содержания F выше в темных (350–370 г/т) по сравнению со светлыми (220–270 г/т), повышаясь от верхних ритмов к

нижним и в светлых и в темных полосах: верхний ритм 220 (в светлой) – 350 (в темной), средний 270 (в светлой) – 370 г/т (в темной). Происхождение ритмичной полосчатости обязано проявлению конвективных потоков в магматической камере [Боуэн, 1934; Валуй, 2014].

2. Флюидно-магматическое расслоение. В результате его, по мнению автора, возникали микрогранодиоритовые округлые включения (автолиты) с резкими границами диаметром от 10–30 до 100 см., широко распространенные в изученных гранитах. Они могут быть одиночными, но могут образовывать скопления в форме линз или горизонтов. Иногда наблюдаются целые фации «конгломератовидных» пород, в которых включения составляют до 60–70 % объема породы и размер которых увеличивается при удалении от контактов и кровли интрузива.

Гранодиоритовые включения всех типов обладают характерной магматической структурой, присущей только им и не встречающейся в породах аналогичного состава в другом геологическом залегании. Состав их колеблется от гранитов до кварцевых диоритов и отчетливо коррелирует с составом вмещающих гранитов. Минералогия включений довольно однообразна: зональный плагиоклаз составляет от 40–50 до 70 % объема породы, кварц 10–20 %, калишпат 1–3 % (иногда до 17 % во включениях микросферолитовой структуры), биотит от 4–5 до 20 % и роговая обманка от 3–5 до 10 %. По сравнению с вмещающими гранитами они обогащены апатитом, магнетитом, сфеном и ортитом и более пористые. Были установлены следующие особенности включений: (1) зависимость их состава от состава содержащих пород и от положения внутри массива (расстояния до контактов); (2) своеобразие их структурного облика, характерного только для них и не наблюдающегося в породах такого же состава, но в другом геологическом положении; (3) отсутствие следов воздействия гранитов на породу включений, (4) возрастание размеров включений от диоритов к гранитам, т.е. в зависимости от вязкости магматических расплавов, (5) подобие распределения РЗЭ и (6) возрастание первичных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ с одновременным уменьшением отношений $^{87}Rb/^{87}Sr$. Это однозначно свидетельствует о закономерности появления включений в малоглубинных гранитах и о возникновении их на месте кристаллизации (in situ) в результате процесса, возможного в расплавах разного состава (от диоритового до аплито-пегматитового), который и привел к расслоению первоначально гомогенного расплава, т.е. дифференциации.

Вопрос о происхождении включений до сих пор остается дискуссионным. Одни исследователи относят их к автолитам, другие считают их ксенолитами глубинных пород или обломками ранней фазы. Третьи полагают, что включения являются результатом смешения различных магм. По мнению автора, включения являются автолитами, появляющимися в результате флюидно-магматической дифференциации «маловодных» магм, вызванной процессом подобным динамической кавитации в момент заполнения магматической камеры. Фактически автолит – это поле гидродинамического давления в локальном объеме [Кнэпп и др., 1974] Возникновению автолитов способствует низкое исходное содержание флюидов, отсутствие разгерметизации магматической камеры и перемешивания расплава [Валуй, 2014].

3. ***Диффузионно-магматическое расслоение.*** Оно привело к образованию субгоризонтальных ритмов гранофир-аплитовых пород в прикровлевой части турмалинсодержащих гранитов Бринеровского массива Мощность ритмов 100–150 см, протяженность более 150 м, количество в разрезе до 10–14. Каждый ритм состоит из серой полосы мощностью 10–15 см, сменяющейся светло-серой мощностью 100–140 см. Цвет полос обусловлен различием в структуре породы: более серые имеют гранофировую структуру основной массы, а светло-серые – аплитовую структуру. Гранофировые полосы содержат (70–72 %) SiO_2 и более высокое содержание кварца в Кв-КПШ сростках (45–47 об. %), тогда как в аплитовых частях SiO_2 возрастает до 73–75 %, а в сростках уменьшается до (40–42 об. %). Показательно различие в содержании общего железа и особенно FeO: в гранофировых зонах оно достигает 6–7 %, а в аплитовых не превышает 2–3 %, как и «положено» гранитам. Итак, гранофировые слои обеднены флюидной фазой, обогащены ($FeO + Fe_2O_3$), по сравнению с аплитовыми.

Таким образом, благодаря резкому термическому градиенту в условиях малых глубин в приконтактовых частях интрузивов могут возникать условия для протекания процесса подобного двойной диффузионной конвекции, которая приводит к формированию в расплаве субгоризонтальных ячеек с различным содержанием H_2O и ($FeO + Fe_2O_3$). При кристаллизации этого расслоенного расплава образуется порода с различной структурой: из обедненного водой расплава – гранофировые слои, из несколько обогащенного флюидами – аплитовые. Гранофировые слои представляют из себя своеобразную границу, через которую осуществляется диффузионный массообмен между ячейками и которая поэтому обогащена железом (утяжеляющим компонентом), как наименее подвижным в гранитном расплаве. В гидродинамике подобный процесс называется двойной диффузионной конвекцией («d-d» эффект) [Chen, Turner, 1980; Симакин и др., 1985].

4. Расслоение остаточного расплава, богатого летучими компонентами. Им вызвано образование дифференцированных аплито-пегматитов с локализацией аплитов в лежачем, а пегматитов с гнездами темноцвет-

ных минералов – в висячем боку, широко распространенных в Ольгинском массиве, и дайкообразного тела ритмично-слоистых гранодиоритов, обнаруженного во Владимирском массиве, полосчатость в которых обусловлена неравномерным распределением темноцветных минералов [Валуй, 2014].

Таким образом, в гранитоидах Прибрежной зоны Приморья наблюдается широкий спектр механизмов дифференциации первоначально гомогенного расплава на магматической стадии, а именно: (1) кристаллизационная дифференциация с осаждением кристаллов плагиоклаза в областях конвективных потоков; (2) флюидно-магматическая дифференциация, вызванная процессом подобным динамической кавитации в момент заполнения магматической камеры; (3) диффузионно-магматическое расслоение, обусловленное возникновением механизма, подобного двойной диффузионной конвекции («d-d» эффекта) в зонах резкого градиента температур; (4) расслоение остаточных расплавов, богатых летучими компонентами на позднемагматической стадии, приведшее к образованию ритмично повторяющихся полос темноцветных минералов в дайкообразном теле гранодиоритов и дифференцированных даек аплито-пегматитов, обогащенных гнездами темноцветных минералов. Распространенность явлений расслоения в массивах Прибрежной зоны Приморья делает их уникальными объектами, и превращает эту зону в провинцию расслоенных гранитов.

ЛИТЕРАТУРА

Боуэн Н.Л. Эволюция изверженных пород. М.-Л.-Новосибирск, 1934, 324 с.

Валуй Г.А. Петрология гранитоидов и дифференциация расплавов в малоглубинных условиях. Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс. Владивосток, Дальнаука, 2014, 245 с.

Кнэпп Р., Дейли Дж., Эммит Ф.Х. Кавитация. М.: Мир, 1974. 674 с.

Симакин А.Г., Эпельбаум М.Б., Жиранская О.Н. О гидродинамическом расслоении при кристаллизации интрузивов // Очерки физ.-хим. петрологии. М.: Наука, 1985. С. 166-184.

Chen C.F., Turner J.S. Crystallization of double-diffusive system // J. Geophys. Res., 1980. Vol. 85. P. 2573-2593.

MECHANISMS OF THE MELT DIFFERENTIATION THROUGH THE GRANITE CRYSTALLIZATION

Valui G.A.

Far East Geological Insitute, FEB of RAS, Vladivostok, Russia, gvalui@mail.ru

The many-year investigations of the largest granite intrusions of the East-Sikhote-Alinsky volcanic belt, excellently exposed in the coastal rocks of the sea shore of Primorye, allowed the author to conclude that numerous heterogeneities, observed in them (rounded inclusions of granodiorites, biotite-hornblende bands, schlieren pegmatites, aplite-pegmatite bodies, and others) resulted from the complicated processes of the intrachamber differentiation proceeding in the melt till its complete solidification. They have been preserved due to the relatively quick crystallization of the melts under conditions of small depths – less than 3–4 km [Valui, 2014]. The following manifestations of them have been first found and studied: **a)** crystallization differentiation with the plagioclase precipitation in the areas of the convective flows resulted in the formation of the zone of the rhythmically layered granites in Oprichnensky massif; **b)** fluid-magmatic layering caused by the process similar to the dynamic cavitation at the instant of the filling of the magma chamber resulted in the origination of the rounded inclusions of the fine-grained rocks (autoliths) characteristic of the granitoids of volcanic associations; **c)** diffusion-magmatic layering governed by the origin of a mechanism similar to the double diffusive convection (“d-d” effect) in the zones of a sharp temperature gradient responsible for the formation of the subhorizontal rhythms of granophyre-aplite rocks with the enrichment of the granophyre layers with iron and aplite layers with water (Brinnerovsky massif); **d)** layering of the residual melts rich in volatile components resulted in the formation in the granodiorite dike-like body of the rhythmically repeated bands of dark-color minerals (Vladimirsky massif) and differentiated dikes of aplite-pegmatites enriched in the nests of dark-color minerals shown most widely in Ol’ginsky massif.

1. Crystallization differentiation in the areas of convective flows. It led to the formation of the zones of the rhythmically layered granites in the center of the southern field of granites of Oprichnensky massif. Oprichnensky massif in its own is an example of a zonal intrusion, in which the southern and northern parts are composed of granites (56–57 m.y. in age) and the central part – of diorites (66 m.y.). The southern part of the intrusion represents the laccolith composed of three zones: 1 – near-contact zone made up of the granophyre granites with autoliths (4 km extent); 2 –

zone of banded granites (3–3.5 km extent) separating the near-contact zone from the 3d zone – central part composed of the coarse-grained granites with the nests of aplite-pegmatites and free of autoliths. The zone of the rhythmic layering is made up of the porphyry-like granites with the alternated bands light- and dark-grey in color. The transition from the dark-grey to light bands within the rhythm is gradual, and the contact between the light and overlying dark-grey bands (between rhythms) is sharp. The light bands are 10–20 cm thick and dark ones – 60–90 cm thick. The total thickness of each rhythm doesn't exceed 1 m, and the whole zone is 2–2.5 m and more in thickness, a number in the section is 3 to 7, and the zone extension is up to 3.5 km. The band color is dictated by a greater porosity of the light bands as compared with the dark ones and by different relative quantity of the porphyry-like separations of plagioclase and granophyre Q-Fsp growths. The amount of the latter varies from 77 to 81 vol. % in the dark-grey bands and from 81 to 84 vol. % in the light bands. The amount of the plagioclase crystals varies from 12 to 14 vol. % and from 14 to 20 vol. %. The quartz content in the Q-Fsp growths from the light bands is 34–40 vol. % and from the dark-grey bands – 44–45 vol. %. The magnetic susceptibility of the rocks in the light bands is higher (to 300×10^{-5} in the CI system) than in the dark bands (10–20 до $50–70 \times 10^{-5}$) that testifies to a higher content of magnetite. Plagioclase of the banded granites forms the idiomorphic weakly zoned crystals or glomerogranular growths, the size of which in the light bands is notably less (0.5–1.0 on the long side), and it is more acid (An_{35-36}) than in the dark-grey bands (1.0–2.5 мм and An_{42-44} with relics of An_{53}) that indicates some sorting and growing of the plagioclase crystals during their precipitation to the lower parts of the rhythms. SiO_2 content is higher in the light bands (74.25–74.45 wt %) than in the dark ones (74.00–74.10 wt %), whereas the Al_2O_3 content is higher in the dark bands (12.88–12.92.) than in the light ones (12.49–12.30–12.00 wt %). The content of most microelements does't show any apparent regularity across the strike of the zone of the rhythmic layering, besides Be, Yb, Ni, and F. The Be content is less in the light bands than in the dark ones, and in the zone as a whole its content decreases downwards in both dark and light bands, whereas the content of Ni and Co, present in magnetites, is greater in the light bands. F contents are higher in the dark bands (350–370 g/t) as compared with the light ones (220–270 g/t) and increase from the upper rhythms to the lower ones in both light and dark bands: upper rhythm 220 g/t (in the light band) – 350 g/t (in the dark band), middle rhythm 270 g/t (in the light band) – 370 g/t (in the dark band). The rhythmic banding owes its origin to the presence of the convective flows in the magma chamber [Bouen, 1934; Valui, 2014].

2. Fluid-magmatic layering. In the author's opinion, it resulted in the origin of the micrograno-diorite rounded enclaves (autoliths) with sharp boundaries 10–30 to 100 cm in diameter that are widespread in the studied granites. They can be isolated, but can form aggregates like lenses or horizons. Sometimes, the whole facies of the "conglomerate-like" rocks are observed, in which enclaves make up about 60–70 % of the rock volume and whose size increases with distance from the contacts and roof of the intrusion.

The granodiorite enclaves of all types show a characteristic magmatic structure peculiar only to them and is not found in the rocks of analogous composition in another geological bedding. Their composition ranges from granites to quartz diorites and distinctly correlates with the composition of the enclosing granites. The mineralogy of the enclaves is rather monotonous: zonal plagioclase makes up 40–50 to 70 % of the rock volume, quartz – 10–20 %, kalispar – 1–3 % (sometimes about 17 % in the enclaves of the microspherulite structure), biotite – 4–5 to 20 %, and hornblende – 3–5 to 10 %. As compared with the enclosing granites, they are enriched in apatite, magnetite, sphene, and orthite and more porous. The following specific features of the enclaves have been recognized: (1) dependence of their composition on the composition of the bearing rocks and on the position inside the massif (distance to the contacts); (2) peculiarity of the structural appearance characteristic only of them and not observed in the rocks of the same composition but in another geological setting; (3) absence of traces of granite action on the nature of the enclaves; (4) increase of the enclaves sizes from diorites to granites, i.e. depending on the viscosity of magmatic melts; (5) likeness of the REE distribution; (6) increase of the $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial ratios with the simultaneous decrease of the $^{87}Rb/^{87}Sr$ ratios. This uniquely testifies to the regular origination of the enclaves in the low-depth granites and in the place of crystallization (in situ) as a result of the process possible in the melts of different composition (diorite to aplite-pegmatite) that caused the layering of the initially homogeneous melt, i.e. differentiation.

The question about the enclaves origin yet remains debatable. Some researchers consider them to be autoliths, others – xenoliths of the deep-seated rocks or the fragments of the early phase, and others believe that the enclaves result from the mixing of different magmas. In the author's opinion, the enclaves are the autoliths resulted from the fluid-magmatic differentiation of the "low-water" magmas caused by the process like the dynamic cavitation at the instant of the filling of the magma chamber. Practically, an autolith is a field of the hydrodynamic pressure in a local volume [Knepp et al., 1974]. The autolith origin is favored by the low initial content of fluids, absence of the decompression of a magma chamber, and agitation of the melt [Valui, 2014].

3. Diffusion-magmatic layering. It resulted in the formation of subhorizontal rhythms of granophyre-aplite rocks in the near-roof part of the tourmaline-bearing granites of Brinnerovsky massif. The thickness of the rhythms is

100–150 cm, extension – more than 150 m, a number in the section – 10–14. Each rhythm consists of a grey band 10–15 cm thick changed by a light-grey one 100–140 cm thick. The band color is dictated by the difference of the rock structure: greyer bands have a granophyre structure of the main mass, and the light-grey – aplite structure. The granophyre bands contain SiO_2 (70–72 %) and a higher content of quartz in the Q-KFS growths (45–47 vol. %) whereas in the aplite parts the SiO_2 content increases to 73–75 % and in the growths it decreases to 40–42 vol. %. Significant is the difference in the total iron content and especially FeO: in the granophyre zones it reaches 6–7 %, and in the aplite zones it doesn't exceed 2–3 %, as it is the case in the granites. So the granophyre layers are depleted in the fluid phase and enriched in ($FeO + Fe_2O_3$) as compared with the aplite ones.

Thus, due to a sharp thermal gradient under conditions of small depths in the near-contact parts of the intrusions there may arise the conditions favorable for the process similar to the double diffusion convection resulted in the formation in the melt of the subhorizontal cells with different content of H_2O and ($FeO + Fe_2O_3$). The crystallization of this layered melt forms the rock with different structure: the melt depleted in water – granophyre layers, the melt somewhat enriched in fluids – aplite layers. The granophyre layers represent a distinctive boundary, through which the diffusion mass-exchange is going between the cells and which is thus enriched in iron (a loading component) as the least mobile one in the granite melt. In the hydrodynamics such process is called the double diffusive convection ("d-d" effect) [Chen, Turner, 1980; Simakin et al., 1985].

4. Layering of residual melt rich in volatile components.It caused the formation of the differentiated aplite-pegmatites with localization of aplites in the flat wall and pegmatites with the nests of dark-color minerals in the hanging wall that are widespread in Ol'ginsky massif and a dike-like body of the rhythmically layered granodiorites, found in Vladimirsky massif, whose banding is governed by the irregular distribution of the dark-colored minerals [Valui, 2014].

Thus, in the granitoids of the Coastal (Pribrezhnaya) zone of Primorye a wide spectrum of mechanisms of differentiation of the initially homogeneous melt at the magmatic stage is observed: (1) crystallization differentiation with precipitation of the plagioclase crystals in the areas of the convective flows; (2) fluid-magmatic differentiation caused by the process similar to the dynamic cavitation at the instant of the filling of a magma chamber; (3) diffusive-magmatic layering governed by the origin of the mechanisms like a double difusive convection ("d-d" effect) in the zones of the temperature sharp gradient; (4) layering of the residual melts rich in volatile components at the late magmatic stage resulted in the formation of the rhythmically repeated bands of the dark-colored minerals in the dike-like body of granodiorites and differentiated dikes of aplite-pegmatites enriched in the nests of the dark-colored minerals.

The prevalence of the events of the layering in the massifs of the Coastal (Pribreznaya) zone of Primorye make them the unique objects and turn them into the province of the layered granites.

REFERENCES

Bouen N.L. Evolution of igneous rocks. M.-L.-Novosibirsk, 1934, 324 p.

Chen C.F., Turner J.S. Crystallization of double-diffusive system // J. Geophys. Res., 1980. Vol. 85. P. 2573-2593.

Knepp R., Daily J., Hemmit F. Cavitation. Moscow: Mir, 1974. 674 p.

Simakin A.G., Epelbaum M.B., Zhiranskaya O.N. About hydrodynamic layering through crystallization of intrusions // Essays of physicochemical petrology. Moscow: Nauka, 1985. P. 166-184.

Valui G.A. Petrology of granitoids and differentiation of melts under small-depth conditions. The East-Sikhote-Alinsky volcanic belt. Vladivostok: Dal'nauka, 2014. 245 p.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ ПАЛЕОЗОЙСКИЙХ ГРАНИТОИДОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ

Вельдемар А.А., Вовна Г.М.

Дальневосточный геологический институт РАН, Владивосток, Россия, Veldemar@fegi.ru

Объектом исследования является Гамовский комплекс гранитоидов расположенный на юго-западе Приморья (рис. 1). Гамовский комплекс в тектоническом отношении располагается в восточной части Лаоэлин-Гродековского террейна – фрагмента позднепалеозойской континентальной окраины [Геодинамика…, 2006]. Комплекс представлен диорит-гранодиорит-плагиогранитной породной ассоциацией, формирующей Гамовский батолит (площадь более 7000 км^2), расположенный на юго-западе Приморья и охватывающий сопредельные территории Кореи и Китая. В исследуемом районе, в силу тектонической нарушенности, инъецированности и перекрытия более поздними образованиями, он обнажается разрозненными фрагментами площадью до 120 км^2. Комплекс прорывает, ороговиковывает, участками гранитизируя, решетниковскую, барабашскую свиты, сусловский комплекс и перекрывается верхнетриасовой тальминской толщей [Государственная…, 2011].

На изученном участке, в строении комплекса выделяется две фазы. Первая – внедрение основного объема магмы с образованием биотит-роговообманковых диоритов (δ_1P_2g), гранодиоритов ($\gamma\delta_1$) и плагиогранитов ($\rho\gamma_1$), связанных между собой постепенными переходами. Ко второй фазе отнесены дайки и жилы аплитовидных гранитов ($a\gamma_2$) лейкогранитов и пегматитов (ρ_2) [Государственная…, 2011].

Диориты – темно-серые среднезернистые породы со слабо проявленной гнейсовидностью. Состав: плагиоклаз (андезин-лабрадор) 45–50 %, роговая обманка 25–30 %, биотит 10–15 %, кварц до 10 %, единичные зерна клинопироксена. Встречаются шлиры меланократового состава овальной формы.

Гранодиориты – серые гнейсовидные породы гипидиоморфнозернистой, редко порфировидной структуры. В их составе кварц 20–25 %, плагиоклаз 40–50 % (олигоклаз-андезин), калиевый полевой шпат до 15 %, биотит и амфибол 5–15 %. Многочисленны шлиры биотит-амфиболового состава овальной формы до 0.5 м в поперечнике.

Плагиограниты – светло-серые средне-крупнозернистые гнейсовидные, породы гипидиоморфнозернистой структуры. Состав: кварц 25–30 %, плагиоклаз 50–60 % (олигоклаз-андезин), калиевый полевой шпат 5–10 %, роговая обманка 2–5 %, биотит до 10 %.

Граниты аплитовидные – белые массивные породы гранофировой, участками пойкилитовой структуры. В составе микропертит 40–60 %, кварц 30–35 %, единичный плагиоклаз, и биотит.

Лейкограниты, пегматиты – белые, гигантозернистые, массивные породы, в составе кварц 25–40 %, плагиоклаз 50–55 % (альбит-олигоклаз), калиевый полевой шпат 5–15 %, мусковит до 10 %.

Были выполнены химические анализы гранитоидов первой и второй фаз. Породы в основном магнезиальные, высокоглиноземистые, калиево-натриевой серии, образующие ряд гранодиорит – гранит – лейкогранит. Они относятся к известковой и известково-щелочной сериям (рис. 2).

На диаграммах Фроста с соавторами [Frost et al., 2001] (рис. 2 B, C, D) гранитоиды гамовского комплекса попадают в поля S и I типов гранитов. На классификационных диаграммах [Whalen et al., 1987] (рис. 2 E, F) фигуративные точки так же располагаются в поле S и I гранитов.

Постоянное преобладание Na над K и минеральные парагенезисы обу-

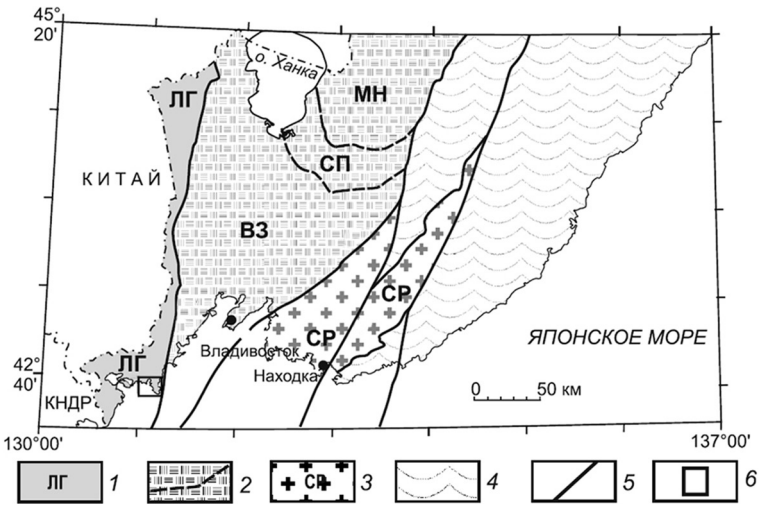


Рис. 1. Схема террейнов Южного Приморья по [Геодинамика…, 2006].

1 – Лаоэлин-Гродековский (ЛГ) террейн; 2 – террейны Бурея-Ханкинского орогенного пояса: Матвеевско-Нахимовский (МН), Спасский (СП), Вознесенский (ВЗ); 3 – Сергеевский (СР) террейн; 4 – террейны Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса; 5 – разломы; 6 – район исследований.

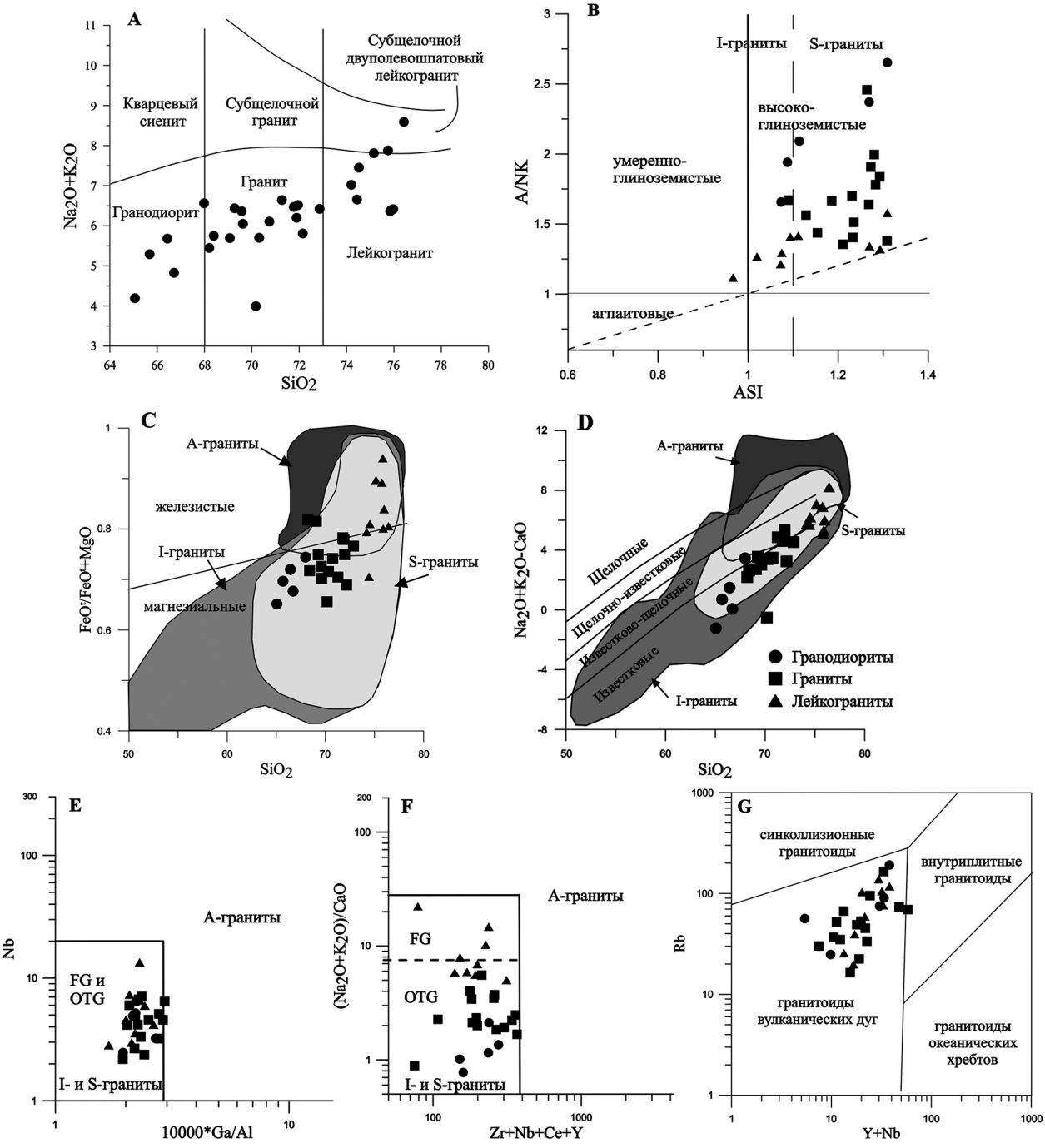


Рис. 2. Дискриминационные диаграммы для гранитоидов Гамовского комплекса.

A – SiO_2–(Na_2O + K_2O) [Магматические…, 1983]; **B** – ASI–A/NK, где ASI = Al_2O_3/(Na_2O + K_2O + CaO–1.67P_2O_5), A/NK = Al_2O_3/(Na_2O + + K_2O) в мольных количествах [Frost et al., 2001]; **C** – SiO_2–FeOt/(FeOt + MgO) [Frost et al., 2001]; **D** – SiO_2–Na_2O + K_2O +CaO [Frost et al., 2001]; **E** – 10 000*Ga/Al–Nb [Whalen et al., 1987]; **F** – Zr + Nb + Ce + Y–(Na_2O + K_2O)/CaO [Whalen et al., 1987]; **G** – Y + Nb–Rb [Pearce et al., 1984]: FG – фракционированные гранитоиды, OGT – нефракционированные гранитоиды.

славливают принадлежность комплекса к тоналит-трондьемитовой ассоциации и позволяют сопоставлять его с диорит-гранодиорит-плагиогранитными формациями подвижных областей. Согласно диаграмме Пирса [Pearce et al., 1984] (рис. 2G) изученные породы демонстрируют характеристики гранитоидов вулканических дуг.

Возраст комплекса позднепермский по факту прорывания им образований решетниковской и барабашской свит и перекрытия его позднетриасовой тальминской толщей. Радиологические K/Ar датировки в петротипе (п-ов Гамова), выполненные в Японии по биотиту и амфиболу, соответствуют 251 и 252 млн лет [Государственная…, 2011]. Определения китайских геологов U/Pb методом на сопредельных территориях дают возраст 254 млн лет, что соответствует позднепермскому времени [Государственная…, 2011]. Последние U-Pb изотопные исследования цирконов, приведенные в статье [Крук и др., 2015] установили, что возраст Гамовского массива составляет 260 ± 2 млн лет, что подтверждает ранее полученный позднепермский возраст.

ЛИТЕРАТУРА

Геодинамика, магматизм, металлогения Востока России: в 2 кн. / под редакцией Ханчук А.И. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист (L-(52), 53; (K-52, 53) – оз. Ханка. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2011. 684 с.

Крук Н.Н., Голозубов В.В., Касаткин С.А. и др. // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 12. С. 2134-2152.

Магматические горные породы. Под ред. Богатикова О.А. Т. 1. М.: Наука, 1983. 768 с.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. // Journal of Petrology. 2001. V. 42. № 11. P. 2033-2048.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. // Journal of Petrology. 1984. V. 25. № 4. P. 956-983.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1987. V. 95. P. 407-419.

МИГМАТИТЫ ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ АДУЙСКОГО МАССИВА КАК ВОЗМОЖНЫЙ ИСТОЧНИК ГРАНИТОВ (ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ИЗОТОПИЯ)

Вишнякова М.Д.

Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия, VishniakovaMD@igg.uran.ru

Адуйский гранитный массив пермского возраста – самый крупный в северо-западной палеоконтинентальной зоне Среднего Урала, знаменитый своими редкометалльными, самоцветными (в том числе изумрудными) и молибденовыми месторождениями, залегает среди плагиогнейсов среднего-верхнего рифея и продуктов их гранитизации, слагающих Адуйский тектонический блок. Массив приурочен к восточной части блока, срезанной глубинным Сусанским разломом. Вся западная периферическая часть шириной в плане от 400 до 4 км, сложена магнетитовыми гранитами первой фазы отличающимися неоднородностью текстурно-структурных особенностей (неравномернозернистые, пегматоидные, гнейсовидные). Большая центральная часть массива сложена гомогенными, довольно однородными средне-крупнозернистыми гранитами биотитовыми, двуслюдяными, гипидиоморфно зернистой структуры.

Адуйский гранитный массив характеризуется восточным падением. В его западном экзоконтакте обнажены в Крутихинском гранитный массиве породы предполагаемого протолита, а так же который изучен в Каменском мигматит-плутоне примыкающем с юга.

Каменский массив располагается непосредственно южнее Адуйского в палеоконтинентальной зоне северо-западного мегаблока и залегает среди осадочно-вулканогенных образований средне-верхнего рифея, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации. Его северная и северо-восточная части сложены слабо мигматизированными и гомогенными кварцевыми диоритами, гранодиоритами, адамеллитами и гранитами. Наиболее основные разности сравнительно гомогенных пород представлены биотит-роговообманковыми и биотитовыми тоналитами и гранодиоритами. В породах обычен мирмекит, свидетельствующий об абиссальных условиях их формирования [Ферштатер, Бородина, 1975]. Западная и юго-западная части массива, представляющие его корневую зону, сложены полосчатыми и пятнистыми мигматитами, близкими по валовому составу к тоналиту или гранодиориту [Ферштатер и др, 2015]. Мигматиты хорошо вскрыты многочисленными выработками в районе четвертого блока Белоярской АЭС. Преобладают характерные полосчатые мигматиты. Полосчатая текстура мигматитов с мощностью отдельных прослоев не более 2–3 см свидетельствует о том, что в массе своей перемещение анатектического расплава ограничивалось небольшим расстоянием и контролировалось сдвиговыми нарушениями, определяющими полосчатый тип текстуры.

Мигматиты имеют близкий минеральный состав с их гомогенными аналогами с одним важным отличием – плагиоклаз в них часто имеет антипертитовое строение, что свидетельствует о сравнительно высокотемпературных условиях мигматизации. Биотит всегда характеризуется большим #Mg = Mg/(Mg + Fe) по сравнению с сосуществующей роговой обманкой, что характерно для мигматизации в водных условиях, когда температурная устойчивость биотита выше, чем роговой обманки. Меланосома и лейкосома мигматитов сложены близкими по составу минералами, но в разных количественных соотношениях, при этом разница в химическом составе невелика. Обычно состав той и другой породы ограничен областью составов кварцевый диорит-гранодиорит. В мигматитах обычны в разной степени мигматизированные дайкимикрогаббро и микродиоритов, прорывающие полосчатые мигматиты. Важно отметить, что даже почти не мигматизированные дайки, обладают общими особенностями минерального состава с мигматитами.

В западном экзоконтактае Адуйского массива находятся многочисленные тела гранитов, залегающие в предположительно протерозойских метаморфитах. Один из таких массивов – Крутихинский – размером около 4.5 км^2 вскрыт карьером в районе поселка Крутиха (в 58 км от Екатеринбурга). Массив сложен кварцевыми диоритами, серыми мелкозернистыми адамеллитами и гранитами и прорывающими их розовыми пегматоидными неравномерно зернистыми гранитами [Бородина и др, 2016]. Первые две группы пород отличаются пестрым составом вследствие ясно проявленных процессов мигматизации и частичного плавления. Кварцевые диориты залегают в виде дайкообразных крутых тел в прорывающих их серых мигматизированных гранитах, расчленяясь ими на ряд блоков. Часть из них мигматизирована слабо и их секущая синплутоническая дайковая природа устанавливается определенно. Эти дайки, по-видимому, может служить моделью для объяснения природы всех кварцевых диоритов массива, которые представляют собой жильные образования, внедрившиеся в гранитоиды во время их мигматизации. Анатектический расплав в Крутихинском массиве обособляется в виде многочисленных жил и разнообразных по форме инъекций, варьирующих по составу от адамеллита

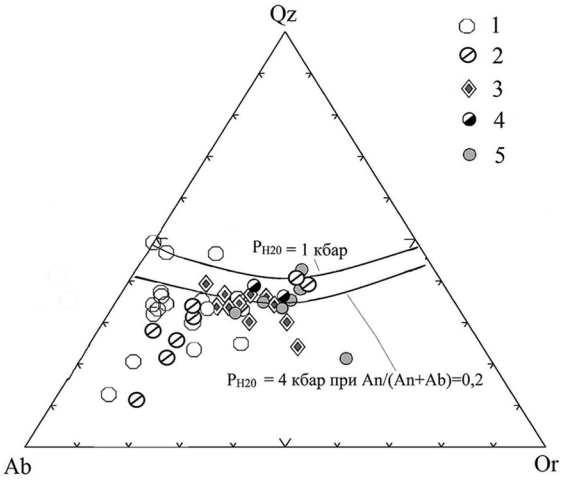


Рис. 1. Диаграмма Ab–Qz–Or для CIPW мезонорм пород Крутихинского, Каменского и Адуйского массивов.

1 – мигматиты Каменского массива, 2 – породы массивной структуры Каменского массива, 3 – породы Крутихинского массива, 4 – граниты западной части Адуйского массива, 5 – породы центральной части Адуйского массива.

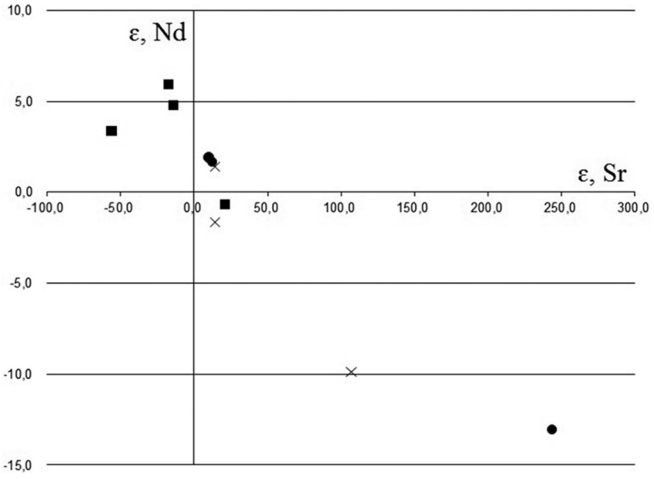


Рис. 2. Диаграмма отношения εNd/εSr для пород Крутихинского массива.

Квадрат – кварцевый диорит, круг – серый гранит, звезда – пегматоидный гранит.

до гранита и прорывающих кварцевые диориты, которые, в свою очередь, тоже неустойчивы вследствие неравномерности плавления и частичной переработки в самом расплаве. Жилы гранитов имеют пологое и крутое залегание. В них обычны многочисленные ксенолиты диоритов и гранодиоритов, в разной мере переработанных. Судя по интрузивным контактам пород разного состава, мигматизация включает в себя несколько этапов, каждый из которых сопровождается своим планом деформаций. Пегматоидные граниты обычно имеют массивную текстуру.

На диаграмме Ab–Q–Or, мигматиты и граниты Крутихинского массива образуют единый тренд на котором лежат и граниты центральной части Адуйского массива (рис. 1). Мигматиты и гранитоиды Каменского массива, имеющие гранодиоритовый по составу протолит, образуют тренд, отличный от Крутихинского массива, но своим гранитным концом совпадающий с гранитами центральной части Адуя. Лейкосома полосчатых мигматитов Каменского массива сильно отличается по составу от кварц-полевошпатового минимума (рис. 1) и эволюционирует в сторону этого минимума, обогащаясь кварцем и калишпатом. Эта эволюция сопровождается перемещением расплава, который кристаллизуется в виде штокверка гранитных обособлений и жил.

Изохронный Rb-Sr возраст мигматитов Каменского массива составляет 309 ± 36 млн лет, а циркониевый возраст 297–330 млн лет. U-Pb конкордантный возраст циркона из кварцевых диоритов, серых и розовых гранитов Крутихинского массива состав составляет 270.3–342 млн лет, с максимумом 296–307 млн лет. Совпадение цирковых возрастов пород Каменского и Крутихинского массивов определяет возраст главного этапа мигматизации в интервале 296–307 млн лет

Изотопные характеристики пород Крутихинского массива (рис. 2) свидетельствуют о мантийной природе кварцевых диоритов, и о наличии двух групп гранитов, возможно, отличающихся возрастом и составом протолита. Источником гранитов с низкими значениями $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ – εSr(t) < 30 могли быть палеозойские, а для гранитов со значением εSr(t) > 100 – протерозойские породы.

ЛИТЕРАТУРА

Бородина Н.С., Замятина М.Д., Ферштатер Г.Б. Новые данные по петрологии и геохимии гранитоидов корневой зоны Адуйского массива // Ежегодник-2015. ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, 2016. С. 80-85.

Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Петрология магматическихгранитоидов (на примере Урала). М.: Наука. 1975. 287 с.

Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Замятина М.Д. Многоэтапная мигматизация при формировании палеозойских гранитоидов Среднего Урала (на примере Адуйского гранитного ареала) // Петрография магматических и метаморфических пород. Материалы XII Всероссийского петрографического совещания. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2015. С 55-57.

КЛЮЧЕВЫЕ ВОПРОСЫ СИНТЕКТОНИЧЕСКОГО МАГМАТИЗМА

Владимиров В.Г.

Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия,
Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, vvg@igm.nsc.ru

Проблемы синтектонического магматизма достаточной давно обсуждаются в научных кругах. В первую очередь поднимаются вопросы, связанные с влиянием тектонических обстановок на зарождение, перемещение и становление магматических расплавов и магм [Brown, 1994; Brown, Solar, 1999; и др.]. Не менее актуальны вопросы изучения механизмов транспортировки расплавов, тектонического контроля пространственного положения и морфологии магматических тел [Oliver, 1997; Wang et al., 2000; Vernon, Paterson, 2008; и др.]. Неоднократно проводилось аналоговоеи численное моделирование процессов синтектонического магматизма [Bennetal., 1998; Mazzarini et al., 2010; Montanari et al., 2010; и др.]. Данные вопросы также актуальны при решении практических задач анализа металлогенической специализации магматизма и тектонического контроля оруденения на стадии рудоотложения и в пострудные периоды [Щерба и др., 1998; Дьячков и др., 2009; и др.].

Несмотря на кажущуюся всеобъемлемость существующих работ, до сих пор остается комплекс вопросов, являющихся недостаточно освещенными, но ключевыми при анализе синтектонического магматизма: определение и диагностика; процессы гибридизации и ассимиляции; механическое смешение расплавов и магм (минглинг); теплоперенос и ороговикование; изотопнодатирование.

Определение синтектонического магматизма. На данный момент существует несколько, на первый взгляд, близких по значению терминов, характеризующих одновозрастность (синхронность) деформационных и магматических событий – синдеформационный, синкинематический, синтектонический, синорогенный, синколлизионный. Несмотря на возможность их использования в определенном контексте как синонимы, в большинстве случаев их применение все же различно. Первые два (синдеформационный, синкинематический) корректнее использовать при рассмотрении условий плавления, процессов кристаллизации и рекристаллизации минералов, формировании магматической полосчатости. Последние два (синорогенный, синколлизионный) – при увязке магматизма с геодинамическими процессами и обстановками.

Синхронность и корреляции тектонических и магматических событий наиболее точно отражены лишь в термине «синтектонический магматизм». Однако, существующие определения синтектонического магматизма как «одновременность процессов» являются устаревшими, поскольку не отражают сопутствующие явления, такие как изменение условий тепло- и массопереноса, ассимиляции, гибридизации и механического смешения (минглинга).

Диагностика синтектонического магматизматесно связана с закономерностями эволюции сдвиговых зон (shearzones) и их систем. Она включает идентификацию части или комплекса индикаторных признаков, в том числе следующие:

- полное или частичное расположение интрузива или массивов, принадлежащих к одному магматическому комплексу или серии, в пределах одной сдвиговой зоны или в сопряженных с ней разрывных нарушениях;
- признаки заполнение расплавом или магмой тектонически ослабленных областей растяжения различного масштаба (контроль ориентировки и морфологии интрузива ориентировкой и морфологией области растяжения и/или сдвиговой зоны);
- согласованность директивных структур растяжения (C/C`, C/S, C`/S и C/C`/S типа) в интрузивных породах и роговиках вмещающих метаморфических пород;
- закономерное изменение в интрузиве количества, размеров и формы реститовых включений, ориентировки магматической полосчатости по направлению тектонического растяжения;
- появление признаков петрогеохимических вариаций (трендов) в составе пород интрузива по направлению тектонического растяжения;
- частичное сохранение признаков деформирования минералов (полевых шпатов и др.), затушеванных процессами синконсолидационной статической рекристаллизации;
- синкинематический рост в экзоконтакте интрузивановообразованных минеральных фаз, относящихся к процессам ороговикования;
- признаки возрастания масштабов теплового воздействия (ороговикования) по направлению сдвига;
- фрагментация вмещающих пород и признаки пятнистого ороговикования по направлению сдвига;
- совпадение, либо пересечение по возрасту периода реактивации разлома и возраста становления плутона.

Синтектонические процессы гибридизации и ассимиляции, механическое смешение (минглинг). Известно, что независимо от тектонических обстановок магматические процессы крайне динамические и по длительности не превышают 100 тыс. лет [Petford et al., 2000; и др.]. С учетом возможных высоких скоростей тектонического экспонирования магм существенное значение могут приобретать механохимические (трибохимические) и сегрегационные процессы. Первые активируют ассимиляцию останцов вмещающих пород, либо обеспечивают механическое смешение магматических расплавов различных источников (минглинг) с появлением гибридизированных пород. Вторые – способствуют сегрегации остаточных расплавов. В обоих случаях синтектонические процессы могут приводить к смещению первичных петрогеохимических характеристик магматических расплавов.

Отдельно следует остановиться на процессах магматического минглинга. В классическом понимании под термином «минглинг» понимается механическое смешение контрастных по составу магматических расплавов. Однако в последние годы появляется все больше публикаций, указывающих на то, что в процессы механического смешения с магматическим расплавом вовлекаются не только контрастные по составу кислые и основные расплавы и магмы, но также широкий спектр пород различного происхождения. Смешение с формированием минглинг-подобных структур может происходить также при взаимодействии кислых и средних магматических пород, излившихся лав и неконсолидированных осадков (пепериты [White et al., 2000; Skilling et al., 2002; и др.]), основных расплавов и высокоградных метаморфических пород (метаморфический минглинг, [Федоровский и др., 2003; Fedorovsky et al., 2010; и др.]), основных расплавов и слабо- и неметаморфизованных осадочных пород [Vladimirov et al., 2001; Докукина, Владимиров, 2008; и др.]. Как было установлено при аналоговом и численном моделировании [Zimanowski, Buttner, 2002; Полянский и др., 2017] формирование минглинг-структур происходит при условии, если компоненты минглинга изначально формируют гидродинамическую систему с общей низкой вязкостью, но имеющие различную плотность. Подобные условия могут достигаться, в частности, при синтектоническом транспорте расплавов и магм различного состава в условиях кратковременного падения вязкости вмещающей среды (хрупко- и вязко-пластичное течение, декомпрессионное плавление и др.).

Теплоперенос и ороговикование в условиях синтектонического магматизма. Главное различие «обычных» интрузивных контактов от контактов в условиях активных тектонических движений заключается в смене кондуктивной теплопередачи на конвективную, обеспечиваемую деформационными процессами с формированием милонитов, фрагментацией пород, хрупко- и вязко-пластичным течением. По направлению сдвига в соответствии с кинематикой деформаций отмечается возрастание масштабов теплового воздействия с одновременным снижением предельных температур в зоне ороговикования. Фрагментация же вмещающих пород приводит к пятнистому ороговикованию по направлению сдвига.

Изотопное датирование. Получение комплекса признаков, указывающих на синтектонический характер магматизма, позволяет, опираясь на изотопно-геохронологические методы, решить значимые для любых геодинамических построений задачи определения возраста реактивации тектонических зон и систем, определить основные рубежи коллизионных процессов, развала горно-складчатых сооружений.

Исследование выполнено при финансовой поддержке проекта РФФИ № 16-05-01011, базового проекта фундаментальных исследований ИГМ СО РАН № VIII.72.2.2., проекта Министерства образования и науки РФ № 5.1688.2017/ПЧ.

ЛИТЕРАТУРА

Докукина К.А., Владимиров В.Г. Тектонический контроль формирования базитовых интрузий Тастауской вулканоплутонической структуры (Восточный Казахстан) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 8. С. 769-783.

Дьячков Б.А., Сапаргалиев Е.М., Титов Д.В. Рудные пояса Большого Алтая и оценка их перспектив // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 3. С. 222-238.

Полянский О.П., Семенов А.Н., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Владимиров А.Г., Яковлев В.А. Численная модель магматического минглинга (на примере Баянкольской габбро-гранитной серии, Сангилен, Тува) // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 385-403.

Федоровский В.С., Хромых С.В., Сухоруков В.П., Куйбида М.Л., Владимиров А.Г., Скляров Е.В., Докукина К.А., Чамов С.П. Метаморфический минглинг (новый тип минглинг-структур) // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: Мат-лы XXXVI тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 2003. Т. 2. С. 255-259.

Щерба Г.Н. и др. Большой Алтай (геология и металлогения). Алма-Ата: Гылым, 1998. 395 с.

Benn K., Odonne F., de Saint-Blanquat M. Pluton emplacement during transpression in brittle crust: new views from analog experiments // Geology. 1998. V. 26. P. 1079-1082.

Brown M. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens // Earth-Science Reviews. 1994. V. 36. P. 83-130.

Brown M., Solar G.S. The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite paradigm // Tectonophysics. 1999. V. 312. P. 1-33.

Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V. The Olkhon geodynamic proving ground (Lake Baikal): high resolution satellite data and geological maps of new generation // Geodynamics & Tectonophysics. 2010. V. 1. № 4. P. 331-418.

Mazzarini F., Musumeci G., Montanari D., Corti G. Relations between deformation and upper crustal magma emplacement in laboratory physical models // Tectonophysics. 2010. V. 484. P. 139-146.

Montanari D., Corti G., Sani F. et al. Experimental investigation on granite emplacement during shortening // Tectonophysics. 2010. V. 484. P. 147-155.

Oliver N.H.S. The geometry and evolution of magma pathways through migmatites of the Halls Creek Orogen, Western Australia // Mineralogical Magazine. 1997. V. 61. P. 3-14.

Petford N., Cruden A.R., McCaffrey K.J.W., Vigneresse J.-L. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust // Nature. 2000. V. 408. P. 669-673.

Skilling I., White J.D.L. & McPhie J. (in press) Peperite: a review of magma-sediment mingling. In: Peperites: processes and products of magma-sediment mingling, Ed. by I. Skilling, J.D.L. White and J. McPhie // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2002. V. 114. P. 1-17.

Tao Wang, Xiaxia Wang, Wuping Li. Evaluation of multiple emplacement mechanisms: the Huichizi granite pluton, Qinling orogenic belt, central China // Journal of Structural Geology. 2000. V. 22. P. 505-518.

Vernon R.H. and Paterson S.R. Mesoscopic structures resulting from crystal accumulation and melt movement in granites // Trans. of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 2008. V. 97. P. 369-381.

Vladimirov V.G., Dokukina K.A., Vladimirov A.G., Shemelina I.V., Savinich J.V. The tectonic aspect of mingling-like process (example from the Tastau volcano-plutonic structure, Chara shear zone, Eastern Kazakhstan) // GSA Abstracts with Programs. Vol. 33, No. 1, February 2001.

White J.D.L., McPhie J. & Skilling I. Peperite: a useful genetic term // Bulletin of Volcanology. 2002. V. 62. P. 65-66.

Zimanowski B., Buttner R. Dynamic mingling of magma and liquefied sediments // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2002. V. 114. P. 37-44.

ГЛУБИННЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И МАНТИЙНЫЙ МЕТАСОМАТОЗ ПРИАМУРЬЯ

Володькова Т.В.

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия,
tat-volodkova@yandex.ru

Плюмы могут быть причиной формирования аномально высоких объемов нормальных гранитоидов [Коваленко и др., 2002]. Рассматриваются доказательства существования тепловых плюмов в Приамурье и альтернативы этой гипотезе. Особенности формирования гранитоидного магматизма Приамурья описываются с использованием трендов отношений естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ), а также петромагнитных характеристик рудно-магматических систем [Володькова, 2012; Романовский, 1987].Сделана попытка совместного анализа этих характеристик для описания магматических процессов Нижне-Амурского региона.

В Приамурье расположен один из крупнейших в России, с учетом общей площади выходов, ареал гранитоидного магматизма. Здесь широко распространены нормальные гранитоиды, щелочные комплексы относительно редки. Грандиозные масштабы гранитоидного магматизма, подкрепленные результатами глубинного моделирования, позволили заключить: гранитизация Приамурья обусловлена мантийными процессами, с преобладанием магматических комплексов мантийного либо корово-мантийного заложения. Предшественниками последовательно выделялись здесь суперплюм с глубиной заложения порядка 2000 км, менее крупный Мая-Селемджинский плюм и связанные с ним горячие точки диаметром до первых сотен км; природа этих плюмов считалась тепловой [Малышев и др., 2002; Сахно, 2002]. Для плюмов тепловой природы почти не типичны аномальные изотопно-геохимические свойства, но они являются мощными тепловыми источниками и могут вызвать плавление корово-мантийного вещества и появление крупных объемов нормальных гранитоидов и их комагматов [Коваленко и др., 2002]). В связи со слабой геохимической аномальностью, отсутствием щелочных комплексов, существование такого плюма всегда гипотетично. Так, Мая-Селемджинский плюм и горячие точки выделены, в основном, по комплексу геофизических данных и косвенным геологическим критериям. Широко использовались результаты глубинного моделирования (сейсмогравитационное и гравитационное моделирование (В.Я. Подгорный), МТЗ (В.Б. Каплун), тепловые поля ((П.Ю. Горнов) [Глубинные…, 2010]). Современные геофизические модели описывают глубины не более 250–400 км, чаще до 150–200 км (до астеносферы), следовательно, не могут прямо подтвердить существование глубинных плюмов. Настолько ли высока тепловая энергия мантии Приамурья, что аномальная гранитизация может быть обусловлена только плюмами?

Расчеты по тепловым потокам показывают: на платформах и микроконтинентах Приамурья температура на поверхности Мохо достигает не более 400–600 градусов. Много выше (до 750–800) градусов эта температура в вулканогенных поясах, особенно, в континентальных впадинах [Глубинные…, 2010]. Таким образом, только под этими, протяженными и линейными структурами, тепловой поток аномально высок.

Плотность мезозойско-кайнозойских гранитоидов, особенно широко развитых в Приамурье колеблется в пределах (2.55–2.75)*10^3 кг/м^3, плотность метамогфогенно-осадочных пород субстрата значительно выше(2.75–2.95)*10^3 кг/м^3. Выделяя в коре и верхней мантии участки минимально низкой плотности, приближенной к плотности гранитоидов, по данным сейсмогравитационного моделирования определим ареалы максимальной гранитизации и ее объемы [Глубинные…, 2010]. Вывод: только в зонах глубинных разломов под континентальными впадинами и вулканогенными поясами процессы, близкие к гранитизации достаточно объемны и имеют глубокие корни (до 30 км и более). По данным МТЗ, участки пониженного сопротивления (расплава?) в верхней мантии выделяются, но не столь обширны и связаны исключительно с зонами влияния глубинных разломов [Глубинные…, 2010]. С зонами глубинных, мантийного заложения, разломов и приразломными структурами связаны интенсивные аномалии отношений естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ). Аномалии отношений ЕРЭ полностью коррелируются с зонами низкого сопротивления в приразломных структурах, и площадями регионального метасоматоза на поверхности, связанного с флюидизацией и мантийным метасоматозом [Володькова, 2016].

Налицо отсутствие площадной плюмовой проработки в мезозое-кайнозое. Зоны аномально высокой гранитизации, метасоматоза и тепловой энергии четко коррелируются с протяженными тектоническими и приразломными структурами (континентальными впадинами), возникают на границах плит и микроплит. Вероятно, чрезвычайно объемный магматизм Приамурья связан с аномальным тектоническим строением региона, скоплением здесь множества взаимодействующих (движение, скольжение, субдукция) микроплит; что явля-

Таблица 1. Характеристики средних отношений ЕРЭ, магнитной восприимчивости и общей радиоактивности магматических комплексов Нижнего Приамурья

№ п.п.	Наименование и индекс МК	Состав МК	Средние характеристики				
			Отношения ЕРЭ			Радиоактивность	Магнитная восприимчивость
			U/Th	K/Th, 10^{-4}	U/K, 10^{+4}	J, мкР/час	X, 10^{-5}, СИ
1	Кизинский ВК, N_{1kz}	Базальты, андезито-базальты	0.44	0.37	1.5	7.5	1150
2	Колчанский ВК, P_{3kl}	Риолиты, андезиты, дациты, их туфы	0.28	0.47	0.70	19.0	20
3	Сизиманский ВК, P_2sz	Андезиты, базальты	0.34	0.29	1.0	10.0	1035
4	Самаргинский, ВК, P_{1sm}	Андезиты, дациты, туфы дацитов	0.45	0.32	1.4	18.5	500
5	Маломихайловский ВК, K_2-P_1	Дациты, туфы дацитов	0.40	0.30	1.4	16.5	300
6	Больбинский ВК, $K2_{bl}$	Андезиты, андезибазальты, их туфы	0.30	0.25	1.25	11	180
7	Бекчиулский ИК, P_{1-2}	Граниты, монцониты, гранодиориты	0.24	0.29	0.80	24	120
8	Верхнеудоминский ИК, P_{1v}	Дациты, кварцевые диориты, гранодиориты, граниты	0.60	0.40	1.50	17.5	500
9	Нижнеамурский ИК, K_{2n}	Граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, монцодиориты	0.42	0.28	1.5	25	320

Примечание. Все МК контрастные, смешанного состава, согласно принципу отношений применимы для грубой оценки гранитоидов [Володькова, 2012].

ется источником тепловой энергии, вызывающей гранитизацию. Такая модель не требует существования глубинного суперплюма в Приамурье, но подразумевает возможность скопления перегретого мантийного вещества в местах сочленения плит и крупных блоков; такие структуры можно считать малыми плюмами (Мая-Селемджинский) или горячими точками.

При отсутствии крупных аномальных изотопно-геохимических источников в мантии, для описания процессов гранитизации и сопутствующего оруденения, необходимо использовать средние характеристики отношений ЕРЭ магматических комплексов (МК), образующие два пересекающихся тренда [Володькова, 2012]. Один из трендов, характеризует МК, для которых типичны постоянные значения U/K = 1.56. Такие распределения средних величин отношений ЕРЭ характерны для оловоносных гранитоидов, коровой и корово-мантийной природы, которые образуют крупные практически немагнитные массивы. Для второго тренда типичны постоянные средние значения K/Th = 1.31; он описывает золотоносные интрузивные образования мантийного, редко корово-мантийного заложения. В этой группе пород широко развиты гранитоиды и их вулканические комагматы, гранитоиды этого типа часто отличаются повышенной намагниченностью [Володькова, 2012; Романовский, 1987].

Две группы гранитоидов, отличные по намагниченности и рудоносности, давно выделены Н.П. Романовским [Романовский, 1987], предполагалось, что они формируют субтренд и кардинально отличаются по степени окисления железа и фугитивности кислорода в магмах и МК.

Таким образом, имеется грубая связь между значениями отношений ЕРЭ гранитоидов и их магнитной восприимчивостью. Так как обе геофизических характеристики описывают геохимические особенности формирования магм, важно, насколько тесна связь между значениями отношений ЕРЭ и магнитной восприимчивостью гранитоидов.

График корреляции петромагнитных свойств и средних отношений ЕРЭ гранитоидных МК образует довольно широкое облако, где просматривается некоторая корреляция. По-видимому, такая связь может быть получена при более полной и точной статистике свойств гранитоидов и она будет нелинейной.

ЛИТЕРАТУРА

Володькова Т.В. Тренды отношений радиоактивных элементов и природа магматогенных месторождений Приамурья // Литосфера, 2012. № 2. С. 67-89.

Володькова Т.В. Аномалии трендов отношений радиоактивных элементов // Литосфера, 2016. № 2. С. 24-47.

Глубинное строение и металлогения Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Владыкин Н.В. Эпохи формирования, геодинамическое положение и источники редкометалльного магматизма Центральной Азии // Петрология, 2002. № 3. С. 227-253.

Малышев Ю.Ф., Горнов П.Ю., Карсаков Л.П. и др. Литосфера области сочленения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского складчатых поясов // Тектоника и геофизика литосферы: Материалы XXXV Тектон. Совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 2002. С. 325-329.

Романовский Н.П. Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса. М.: Наука. 1987. 192 с.
Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2002. 336 с.

DEEP MAGMATIC PROCESSES AND MANTLE METASOMATISM IN PRIAMURYE

Volod'kova T.V.

Yu.A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far Eastern Branch RAS, Khabarovsk, Russia,
tat-volodkova@yandex.ru

Plumes may cause the formation of abnormally high volumes of normal granitoids [Kovalenko et al., 2002]. The paper considers the evidence for plume existence in Priamurye and the alternatives to this hypothesis. The features of the formation of granitoid magmatism in Priamurye are described using the trends of natural radioactive element (NRE) ratios and involving petromagnetic characteristics of the ore-magmatic systems [Volod'kova, 2012; Romanovskii, 1987]. The author attempted to perform a joint analysis of these characteristics in order to describe magmatic processes occurring in the Lower Amur region.

One of the largest areas of granitoid magmatism, with allowance for the total area of exposures, is located in Priamurye. Normal granitoids are widely distributed in this area, whereas the alkali complexes are relatively rarely found. Grand scale granitoid magmatism supported by the deep modeling results allowed for the following conclusions: granitization in Priamurye is caused by mantle processes with dominating magmatic complexes of mantle or crust-mantle origin. In previous studies [Malyshev et al., 2002; Sakhno, 2002], a super plume formed at a depth of about 2000 km and the Maya-Selemdzha plume of smaller size with related hotspots of up to the first hundreds of km diameters have been successively distinguished, which were thought to be of the thermal origin. The anomalous isotopic-geochemical properties are almost not typical of the thermal plumes, but they are powerful thermal sources and may cause melting of the crust-mantle substance and the emergence of large volumes of normal granitoids and their comagmats [Kovalenko et al., 2002]). The existence of such a plume is always hypothetical due to weak geochemical abnormality and for the lack of the alkali complexes. In view of this, the Maya-Selemdzha plume and the hotspots have mainly been distinguished from a complex of the geophysical data and the indirect geological criteria. The deep modeling results (seismogravitational and gravity modeling (V.Ya. Podgorny), MT soundings (V.B. Kaplun) and heat flow measurements (P.Yu. Gornov) [Deep…, 2010]) have been widely used. The contemporary geophysical models describe the depths not exceeding 250–400 km and more often limited to 150-200 km (down to the asthenosphere) and, consequently, these models cannot give direct evidence of the existence of deep plumes. Is the thermal energy in Priamurye high to such an extent so that the abnormal granitization may be caused by the plumes only?

The heat flow calculations show the following results: the temperature at the Moho discontinuity is not higher than 400–600 degrees on the platforms and microcontinents of Priamurye. It is much higher (up to 750–800 degrees) in the volcanogenic belts, especially in the continental depressions [Deep…, 2010]. Thus, the heat flow is abnormally high only beneath these extended linear structures.

The density of Mesozoic-Cenozoic granitoids that are especially widely distributed in Priamurye varies within $(2.55–2.75)*10^3$ kg/m^3, whereas that of the metamorphogenic sedimentary rocks of the substrate is considerably higher $(2.75–2.95)*10^3$ kg/m^3. Distinguishing the areas with minimally low density close to that of granitiods within the crust and upper mantle allows for revealing the areas of the maximum granitization and its volumes from data of seismogravitational modeling [Deep…, 2010]. The conclusion made is as follows: the suggested granitization processes are sufficiently voluminous and have deep roots (up to 30 km and deeper) only in the deep fault zones beneath the continental depressions and volcanogenic belts. According to MT sounding data, the low resistivity segments (melting areas?) are distinguished in the upper mantle, but they are not rather extensive and are exclusively associated with the areas affected by deep faults [Deep…, 2010]. The intense anomalies of natural radioactive element (NRE) ratios are associated with the deep mantle fault zones and fault-related structures. The NRE ratio anomalies are completely correlated with the low resistivity zones in the fault-related structures and areas of the regional metasomatism at the surface related to fluidization and mantle metasomatism [Volod'kova, 2016].

The absence of the Mesozoic-Cenozoic plume recycling is evident. The areas of abnormally high granitization, metasomatism and thermal energy are clearly correlated with extensive tectonic and fault-related structures (continental depressions) and occur at the plate and microplate boundaries. Probably, extremely high magmatism in Priamurye is associated with the anomalous tectonic structure of the region and the accumulated numerous interacting (moving, sliding and subducting) microplates, which are the source of thermal energy causing granitization. It is likely that this model does not require the existence of deep super plume in Priamurye, but it implies the probability of occurrence of

Table 1. Characteristics of the average NRE ratios, magnetic susceptibility and total radioactivity of magmatic complexes in Lower Priamurye

No of site	Name and index of MC	The composition of MC	Average characteristics				
			NRE ratios			Radio-activity	Magnetic susceptibility
			U/Th	K/Th, 10^{-4}	U/K, 10^{+4}	J, mcR/h	X, 10^{-5}, SI
1	Kizin VC, N_{1kz}	Basalts, andesite-basalts	0.44	0.37	1.5	7.5	1150
2	Kolchan VC, P_{3kl}	Rhyolites, andesites, dacites, their tuffs	0.28	0.47	0.70	19.0	20
3	Siziman VC, P_2sz	Andesites, basalts	0.34	0.29	1.0	10.0	1035
4	Samarga VC, P_{1sm}	Andesites, dacites, their tuffs	0.45	0.32	1.4	18.5	500
5	Malomikhailovsky VC, K_2-P_1	Dacites, their tuffs	0.40	0.30	1.4	16.5	300
6	Bol'bin VC, $K2_{bl}$	Andesites, andesite-basalts, their tuffs	0.30	0.25	1.25	11	180
7	Bekchiul IC, P_{1-2}	Granites, monzonites, granodiorites	0.24	0.29	0.80	24	120
8	Upper Udoma IC, P_{1v}	Dacites, quartz diorites, granodiorites, granites	0.60	0.40	1.50	17.5	500
9	Lower Amur IC, K_{2n}	Granites, granodiorites, quartz diorites, monzodiorites	0.42	0.28	1.5	25	320

Note. All MC are contrasting and have the mixed composition. According to the principle of ratios, they are applicable for rough estimation of granitoids [Volod'kova, 2012].

accumulated overheated mantle substance in areas of junction between plates and major blocks. These structures can be considered as small plumes (Maya-Selemdzha) or hotspots.

To describe granitization processes and concomitant mineralization when large anomalous isotopic-geochemical sources are absent in the mantle, using the average characteristics of NRE ratios (Table 1) of the magmatic complexes (MC) forming two intersecting trends is necessary [Volod'kova, 2012]. One of the trends characterizes those MC, of which the constant values of U/K = 1.56 are typical. Such distributions of the average values of NRE ratios are characteristic of tin-bearing granitoids of the crust and-crust mantle origin that form large and practically non-magnetic massifs. The constant average values of K/Th = 1.31 are typical of the second trend. It describes gold-bearing intrusive rocks of the mantle, rarely crust-mantle origin. In the rock group, granitoids and their volcanic comagmats are widely distributed. Granitoids of this type are often notable for high magnetization [Volod'kova, 2012; Romanovskii, 1987].

Two groups of granitoids that differ in magnetization and ore potential have been long ago distinguished by Romanovskii [1987]. They were suggested to have formed the subtrend and they differ cardinally according to the degree of iron oxidation and oxygen fugitivity in magmas and MC.

To summarize, there exists a rough relationship between the NRE ratio values and magnetic susceptibility of granitoids. Because both geophysical characteristics describe the geochemical features of magma formation, of importance is the fact how close the relationship between the NRE ratio values and magnetic susceptibility of granitoids is.

The plot showing the correlation between petromagnetic properties and the average NRE ratios of granitoid MC forms a rather broad cloud where a certain correlation is traced. Evidently, this relationship can be obtained in the case of more complete and precise statistics of granitiod properties and it will be nonlinear.

REFERENCES

Volod'kova T.V. Trends of natural radioactive element ratios and the origin of magmatogenic deposits of Priamurye // Litosfera, 2012, no. 2, P. 67-89. (In Russian)

Volod'kova T.V. Anomalies of trends of natural radioactive element ratios // Litosfera, 2016, no. 2, P. 24-47. (In Russian)

Deep structure and metallogeny of East Asia. Vladivostok: Dal'nauka, 2010. 332 p. (In Russian)

Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V. and Vladykin N.V. The epochs of the formation, geodynamic position and sources of rare metal magmatism in Central Asia // Petrologiya, 2002, no. 3, P. 227-253. (In Russian)

Malyshev Yu.F., Gornov P.Yu., Karsakov L.P. et al. The lithosphere of the Pacific and Central Asian fold belt junction area, in Tectonics and geophysics of the lithosphere: Materials of the XXXVth Tectonic Conference, V. 1. Moscow: GEOS, 2002. P. 325-329. (In Russian)

Romanovskii N.P. Pertophysics of granitoid ore-magmatic systems of the Pacific Belt. Moscow: Nauka, 1987, 192 p. (In Russian)

Sakhno V.G. Late Mesozoic-Cenozoic continental volcanism of East Asia. Vladivostok: Dal'nauka, 2002, 336 p. (In Russian)

К МЕТОДИКЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛОКАЛЬНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ СТРУКТУРЫ МИНЕРАЛОВ-КОНЦЕНТРАТОРОВ РЗЭ И РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПО ДАННЫМ РАМАНОВСКОЙ СПЕКТРОСКОПИИ (НА ПРИМЕРЕ ТИТАНИТА)

Вотяков С.Л., Панкрушина Е.А., Щапова Ю.В., Замятин Д.А.

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого, Екатеринбург, Россия,
lizaveta.94@list.ru

Рамановская спектроскопия (РС) – эффективный метод идентификации твердофазных веществ с высоким пространственным разрешением и исследования локальных особенностей их структуры (химического состава), широко используемый в исследованиях природных минеральных фаз и включений в зернах минералов. Тем не менее, многие минералы-концентраторы РЗЭ и радиоактивных элементов, одним из которых является титанит, – сложные с методической точки зрения объекты: их структура подвержена химическому и авторадиационному разупорядочению, зерна минералов часто гетерогенны, в них развиты различные центры люминесценции (ЦЛ), связанные с примесными ионами и дефектами собственной структуры. Актуальна задача развития и апробации методик исследования локальных особенностей структуры подобных минеральных объектов.

Цель работы – совершентствование и апробация методики исследования локальных особенностей структуры минералов-концентраторов РЗЭ и радиоактивных элементов по данным РС (на примере титанита из ряда уральских месторождений).

Оборудование, образцы и их аттестация. Измерения рамановского рассеяния (РР) и фотолюминесценции выполнены на спектрометре LabRam HR800 Evolution, возбуждение He-Ne- и Ar-лазерами. Определение состава зерен, построение их CL- и BSE-изображений проведено на микроанализаторе CAMECA SX100. Исследован титанит, представляющий месторождение вермикулита (корунда) Курочкин лог (Вишневые горы), Шабровское месторождение тальк-магнезитового камня и Сарановское месторождение хромита (пробы 386, Т-2, Т-3; размеры кристаллов до 1 см).

Установлено, что кристаллы Т-2, Т-3 однородны (на их BSE-изображениях внутренней текстуры не проявляется); на CL-изображении кристалла титанита 386 текстура также не проявляется, при этом на его BSE-изображении фиксируется зональность – выделяется как минимум две зоны (далее I-II, рис. 1а-б). По ми-

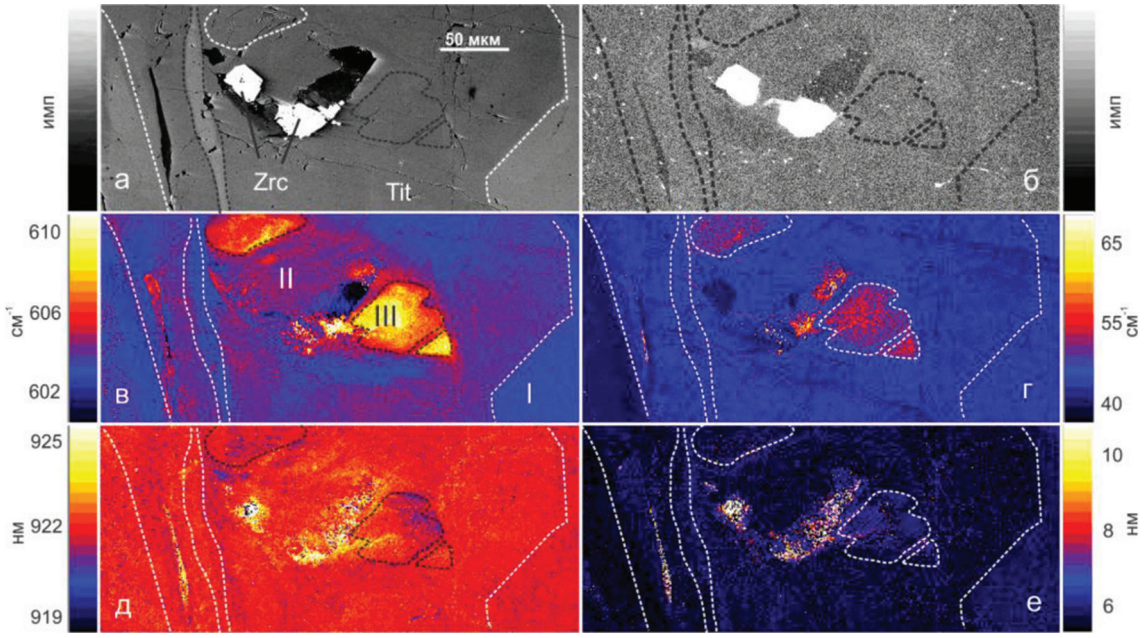


Рис. 1. BSE- (а) и CL-изображения (б) кристалла титанита 386, карты распределения положения (в, д) и ширины (FWHM) (г, е) рамановской линии (в, г) в области 606 см$^{-1}$ колебательной моды Ti-O в октаэдре $[TiO_6]^{8-}$ и люминесцентной линии (д, е) в области 920–923 нм примесного иона Nd^{3+}.

Пунктиром выделена зональность.

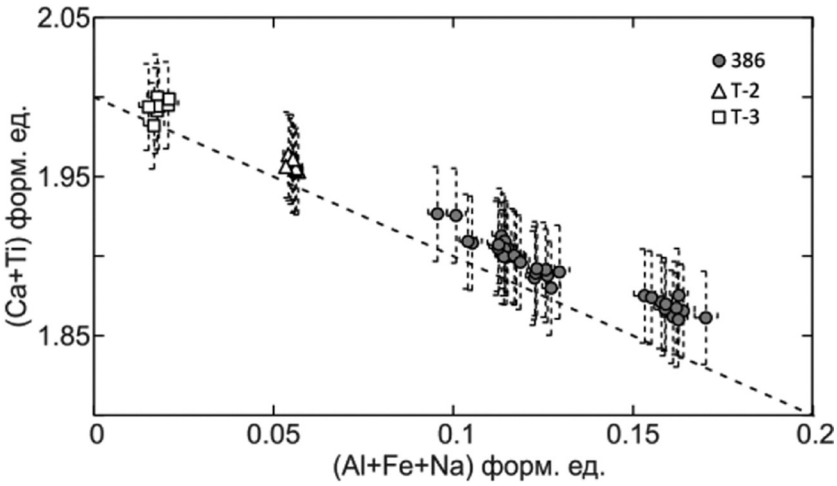


Рис. 2. Соотношение содержания формульных (структурообразующих) элементов (Ca + Ti) и основных примесей (Al + Fe + Na) в образцах титанита 386, Т-2, Т-3.

крозондовым данным установлены примеси Na, Nb, Fe, Al (рис. 2), причем в пробе 386 их содержание выше, чем в Т-2 и Т-3; концентрация радиоактивных U и Th ниже пределов обнаружения на микрозонде. С учетом схем изоморфизма, следуя [Russell, et al., 1994; Liferovich, Mitchell, 2005], $[Na^{+}+2Nb^{5+}+Fe^{3+}(Al^{3+})]\rightarrow[Ca^{2+}+3Ti^{4+}]$ и $[Nd^{3+}+Fe^{3+}(Al^{3+})]\rightarrow[Ca^{2+}+Ti^{4+}]$, усредненные кристаллохимические формулы для зон I и II титанита 386 – $(Ca_{0.98}Na_{0.03})(Ti_{0.93}Al_{0.03}Fe_{0.03}Nb_{0.03})[SiO_5]$ и $(Ca_{0.98}Na_{0.03})(Ti_{0.92}Al_{0.03}Fe_{0.03}Nb_{0.02})[SiO_5]$; значения среднего атомного номера $Z_{ср}$ – 15.31 и 14.58 в зонах I и II, что, по-видимому, обусловливает различие их BSE-интенсивностей. Кристаллохимические формулы титанита Т-2 и Т-3 – $(Ca_{1.00}Na_{0.0002})(Ti_{0.93}Al_{0.05})[SiO_5]$ и $(Ca_{1.00}Na_{0.0004})(Ti_{0.98}Al_{0.01}Fe_{0.01})[SiO_5]$; $Z_{ср}$ = 14.40 и 14.72. Соотношение содержания формульных элементов (Ca+Ti) и элементов примесей имеет практически линейный характер (рис. 2), что подтверждает корректность предположений о приведенных схемах гетеровалентных замещений.

Рамановское рассеяние. Титанит – моноклинный минерал; пространственная группа C2/c (C6ah); в нем реализуются колебательные моды Γ = 24Ag + 24Bg + 23Au + 22Bu [Zhang, et al., 2013]. На спектрах РР во всех исследованных нами кристаллов титанита идентифицируется 36 линий из 48 возможных [Łodziński, et al., 2005] (не фиксируются моды A_{1g} (972, 441 см$^{-1}$). По кристаллу титанита 386 достаточно значимо изменяется как ширина, так и положение (интенсивность) рамановской линии в области 570–690 см$^{-1}$ (рис. 1, 3), связанной с модой, характеризующей растяжение Ti-O в октаэдре $[TiO_6]^{8-}$ [Griffith, 1969; Salje, et al., 1993; Heyns, Harden, 1999; Zhang, Salje, 2003; Łodziński, et al., 2005; Zhang, et al., 2013]. На картах распределения в кристалле значений положения центра линии и ее ширины явно выделяются три зоны (I-III): в зоне I ширина составляет порядка 40 см$^{-1}$ (центр линии – 604 см$^{-1}$); в то время для зоны III ширина – 55 см$^{-1}$ (центр – 614 см$^{-1}$) (рис. 2в, г). В кристалле Т-3 также фиксируются достаточно значимые (в интервале 603–607 см$^{-1}$) вариации положения центра данной линии РР. Представляется, что закономерные сдвиги и уширения рамановской линии могут быть связаны с разупорядочением структуры минерала из-за широкоразвитого гетеровалентного изоморфизма – замещений в кристаллической решетке минерала формульных элементов Ti и Ca примесными (Na^{+}, Al^{3+}, Fe^{3+}, Nb^{3+} и др.) с отличными значениями ионного радиуса и валентности, и, как следствие, изменениями длин связей вблизи примесей. Авторадиационные повреждения с переходом матрицы в аморфизованное состояние и нарушение связей явно носят для изученных проб второстепенный характер.

Для титанита Т-2 типичны наиболее узкие и интенсивные линии на спектре РР; значимых сдвигов линий не фиксируется (из примесей в кристалле присутствует практически только Al^{3+}, табл.; вариации химического состава в разных точках кристалла находятся на уровне погрешности определения).

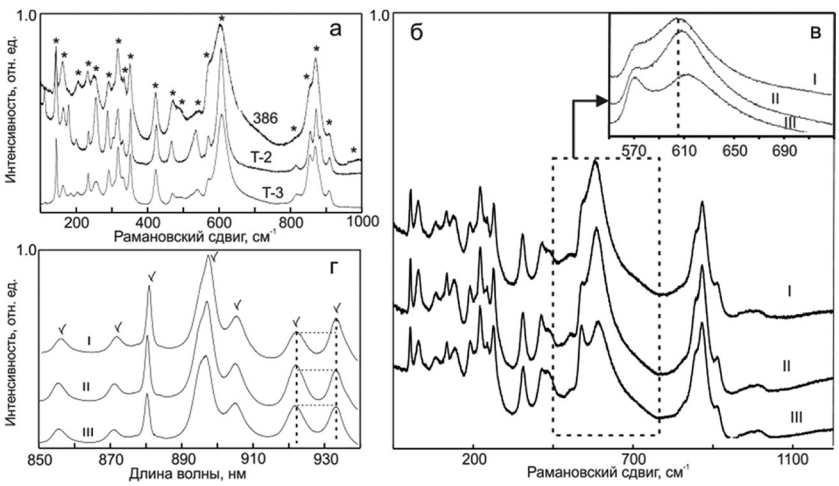


Рис. 3. Рамановские (а, б, в) и люминесцентные (г) спектры образцов титанита 386, Т-2, Т-3. I, II, III – зоны титанита 386.

Звездочка и галочка – линии РР и ФЛ, соответственно. Врезка (в) – увеличенный фрагмент спектра, демонстрирующий вариации положения и ширины линии.

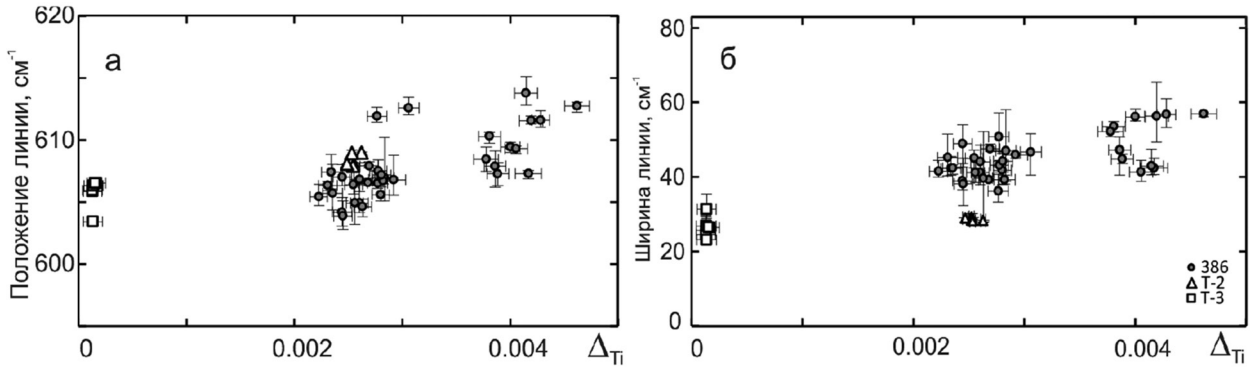


Рис. 4. Соотношение значений положения (а) и ширины (б) рамановской линии в области 606 см$^{-1}$ и величины параметра Δ_{Ti} в титанитах 386, Т-2**,** Т-3.

Установлено, что на параметры линии РР в области 570–690 см$^{-1}$, соответствующей растяжению связи Ti-O в октаэдре $[TiO_6]^{8-}$, оказывает влияние степень химического разупорядочения позиции Ti (Δ_{Ti}, рис. 4); последняя, следуя [Lenz, et al., 2013], оценивались как

$$\Delta = \sum\nolimits_{к} C_{к}^{пр} \cdot \left| r_{к} - r_{к}^{пр} \right| + \sum\nolimits_{а} C_{а}^{пр} \cdot \left| r_{а} - r_{а}^{пр} \right| ,$$

где $C_{к}^{пр}$, $C_{а}^{пр}$ – концентрации примесных катионов и анионов (ат.проц./форм.ед.), $r_{к}$, $r_{а}$ и $r_{к}^{пр}$, $r_{а}^{пр}$ – радиусы структурно-образующих и примесных катионов и анионов (нм). Аналогичная корреляция значений параметров линии РР в области 570–690 см$^{-1}$ фиксируется и со степенью разупорядочения позиции Ca (Δ_{Ca}), но с несколько менее значимой корреляцией.

Фотолюминесценция. В титаните Т-2 люминесценции не фиксируется; напротив, в образцах 386 и Т-3 при возбуждении лазерными линиями 514 и 633 нм наблюдается интенсивное свечение примесного иона Nd^{3+} в области 785–960 нм (переходы $^4F_{3/2} \rightarrow {}^4I_{9/2}$, $^4F_{5/2} \rightarrow {}^4I_{9/2}$ [Griffith, 1969]). Относительная интенсивность, положение центра и ширина линий в спектре ФЛ иона Nd^{3+} несколько варьируют по зонам I-III кристалла 386 в зависимости от содержания примесей, что видно из представленных карт для линии 922 нм иона Nd^{3+} (рис. 1д, е); в зонах II и III спектры ФЛ практически не различаются (рис. 2г). Изоморфные замещения в позициях Ca и Ti, вызывающие изменения значений параметров Δ_{Ca} и Δ_{Ti} этих позиций, не влечет за собой значимых изменений спектра ФЛ иона Nd^{3+}.

На примере минерала титанита ряда уральских месторождений продемонстрированы возможности комплексного подхода, включающего анализ спектров РР, ФЛ, BSE-, CL-изображений, карт распределения положения и ширины рамановских и люминесцентных линий, к исследованию локальных особенностей структуры минералов-концентраторов редкоземельных и радиоактивных элементов.

Работа выполнена в ЦКП УрО РАН «Геоаналитик» при финансовой поддержке гранта РНФ №16-17-10283.

ЛИТЕРАТУРА

Heyns A.M., Harden P.M. J. Phys. Chem. Solids, 60, 277. (1999).
GriffithW.P. J. Chem. Soc. A 1372. (1969).
Lenz C., Talla D., Ruschel K., Škoda R., Götze J., & Nasdala L. Mineralogy and Petrology, 107, 415-428. (2013).
Liferovich R.P., Mitchell R.H. Canadian Mineralogist, 43, 795-812. (2005).
Łodziński M., Wrzalik R., Sitarz M. Journal of Molecular Structure, 744-747, 1017-1026. (2005).
Russell J.K., Groat L.A., Halleran A.A. D. Canadian Mineralogist, 32, 575-587. (1994).
Salje E., Schmidt C., Bismayer U. Phys Chem Minerals, 19, 502-506. (1993).
Zhang M., Salje E.K.H. Phase Transitions, 76, 117-136. (2003).
Zhang M., Salje E.K.H., Redfern S. a T., Bismayer U., Groat L.A. J. Phys.: Condens. Matter, 25, 115402. (2013).

КРИСТАЛЛОХИМИЯ И СПЕКТРОСКОПИЯ В РЕШЕНИИ ВОПРОСОВ МИКРОЗОНДОВОГО ХИМИЧЕСКОГО ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА И ДРУГИХ U-Th-СОДЕРЖАЩИХ МИНЕРАЛОВ: СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ

Вотяков С.Л., Замятин Д.А., Щапова Ю.В.

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия, Avotyakov@igg.uran.ru

В последние годы активно развивается локальная изотопная геохронология, в первую очередь, в масс-спектрометрическом варианте с ионным «зондированием» и лазерной абляцией зерен минералов-геохронометров. Наряду с изотопными датировками растет число публикаций, посвященных микрозондовому химическому (неизотопному) датированию акцессорного монацита, ксенотима, уранинита (см. обзор в [Вотяков и др., 2011]). При этом корректные химические датировки циркона, широко распространенного минерала-геохронометра, немногочисленны, что связано с типично невысоким содержанием в нем урана, и как следствие, с низким, на пределе чувствительности микрозонда содержанием радиогенного свинца. Реализованы химические датировки древних низкоурановых **разностей** и молодых высокоурановых **(локальное** изотопное **датирование последних** встречается со значительными сложностями). Актуальны методические работы в области химического датирования высокоурановых **цирконов и** исследования в них авторадиационной аморфизации (метамиктизации): последняя снижает устойчивость минерала к вторичным воздействиям и требует анализа сохранности его U-Th-Pb-системы при химическом датировании.

Цель работы – развитие и апробация алгоритма исследования зерен минералов-геохронометров, в том числе высокоурановых цирконов с использованием комплекса локальных методик (электронно-зондового микроанализа, оптической микроспектроскопии и др.); исследование кристаллохимии и микрозондовое датирование высокоуранового циркона и других U-Th-минералов из ряда геологических объектов Урала.

Методики и образцы. Определение состава зерен U-Th-минералов-геохронометров, построение их CL- и BSE-изображений, элементное картирование, анализ рентгеновского спектра Si K_β (рис. 1), а также химическое датирование проведено на основе использования усовершенствованных методик для электронно-зондового микроанализатора CAMECA SX100 [Вотяков и др., 2011, 2014, 2016]. Анализ текстуры зерен, выделение зон и минеральных включений (рис. 2) выполнено с применением *JPD*-методики, следуя [Вотяков и др., 2014]. Спектры рамановского рассеяния и фотолюминесценции (рис. 1) получены на спектрометре Horiba LabRam HR800 Evolution с микроскопом Olympus BX-FM, He-Ne- и Ar-лазерами. Исследован высококристаллический циркон M1 из кимберлитов (трубка Мир, Якутия), слабоповрежденный MT из карбонатитов (Mud Tank, Австралия), метамиктные высокоурановые пробы циркона Zrc-67 и Ad1 из гранитов Шарташского и Адуйского массивов (Урал); циркон K1098 из гранулитов Талдыкского блока Мугоджар (Казахстан).

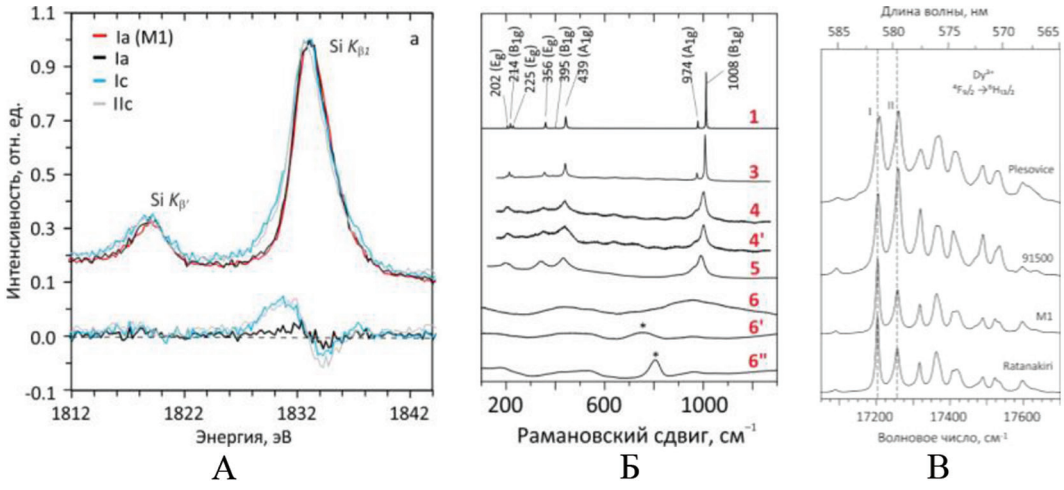


Рис. 1. Рентгеновские эмиссионные Si K_β-спектры (А, вверху) в цирконе K1098 и их отклонение от спектра циркона M1 (А, внизу); спектры рамановского рассеяния (Б) и фотолюминесценции иона Dy^{3+} (В) проб циркона различной степени метамиктности.

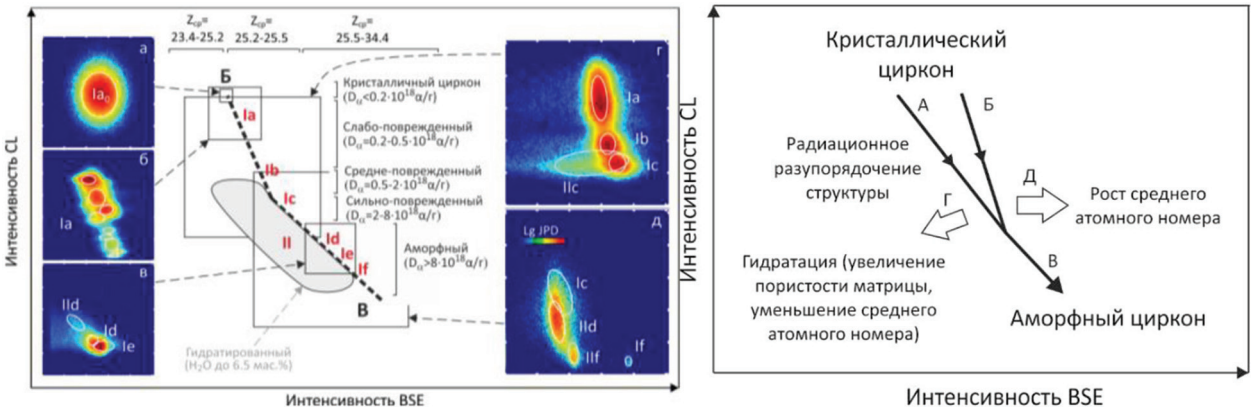


Рис. 2. (BSE *vs.* CL)-диаграмма с *JPD*-гистограммами для проб циркона M1 (а), MT (б), Zrc-67 (в), K1098 (г), Ad1 (д) и тренды изменения на ней положения точек, соответствующих циркону при авторадиационном разупорядочении его структуры (тренд А (Б)→В); при гидратации, увеличении пористости, уменьшении $Z_{ср}$ (Г) и при увеличении $Z_{ср}$ (Д). А, Б – ориентация пучка электронов вдоль и перпендикулярно оси с кристалла.

Результаты. С целью анализа сохранности U-Th-Pb-системы гетерогенных (гетерохронных) зерен цирконов и их последующего химического микрозондового датирования предложен алгоритм исследования особенностей их структуры и состава (рис. 3), включающий анализ текстуры, выделения зон и минеральных включений с применением *JPD*-методики; количественный анализ по зонам катионного, анионного состава, в том числе содержания U, Th, Pb и H_2O (OH-групп) и др. Алгоритм апробирован для серии проб циркона, существенно различных по генезису, возрасту, степени метамиктности (степени радиационной деструкции), по составу, температуре кристаллизации, типу и концентрации структурных дефектов. Выполнены химические датировки различных зон циркона Zrc-67, Ad1, K1098 (рис. 4), а также монацита, коффинита, уранинита с оценкой средневзвешенных значений по возрастным гистограммам и изохронным UO_2^*–PbO и ThO_2^*–PbO-построениям; результаты сопоставлены с ранее опубликованными изотопными данными; отмечено удовлетворительное согласие результатов. Выполнен анализ радиационного и химического вкладов в разупорядоче-

Рис. 3. Алгоритм и методики исследования циркона.

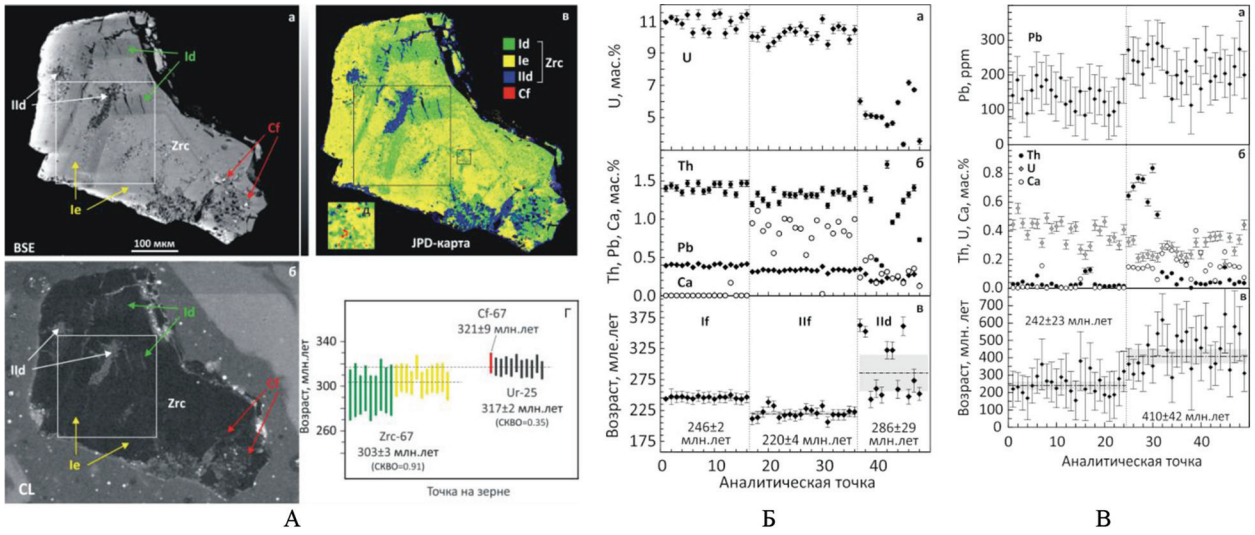


Рис. 4. BSE-, CL-изображения и *JPD*-карта (А, а–в) циркона Zrc-67 (зоны Id-e и IId – зеленым, желтым и синим цветом); вариации значений «возраста» в цирконе Zrc-67, коффините Cf-67 и уранините Ur-25 (зеленые и желтые линии – зоны Id-e) (А, г); вариации содержания U, Th, Pb, Ca и значений «возраста» для разных зон циркона Ad1 (Б) и K1098 (В).

Пунктир – средневзвешенные значения, серые прямоугольники – разброс значений в интервале 2σ.

ние структуры минералов, влияния вторичных процессов на состав, структурное состояние, U-Th-Pb-систему и результаты химического микрозондового датирования. На этих примерах показано, что изучение особенностей состава и спектроскопических свойств зерен циркона на локальном уровне с пространственным разрешением до 1 мкм – необходимый этап, предшествующий их химическому датированию и создающий эмпирическую основу для выявления полихронности зерен и констатации вторичных преобразований минерала, позволяющий делать заключения о сходстве (различии) условий и времени кристаллизации различных зон минерала, о возможных искажениях (переустановке) его U-Th-Pb-системы под действием внешних воздействий с возможной отбраковкой части аналитических данных.

Обоснован вывод о том, что классический метод неизотопного химического датирования и сегодня не утратил своей перспективности на фоне широко используемых изотопных подходов как первичный низкозатратный экспресс-метод; это стало возможным благодаря использованию при анализе современных микрозондов высокой чувствительности в сочетании с детальным локальным анализом кристаллохимических особенностей зерен и степени их термо-радиационного повреждения.

Работа выполнена в Центре коллективного пользования УрО РАН «Геоаналитик» при финансовой поддержке гранта РНФ № 16-17-10283 и гранта РФФИ №17-05-00618.

ЛИТЕРАТУРА

Вотяков С.Л., Щапова Ю.В., Хиллер В.В. Кристаллохимия и физика радиационно-термических эффектов в ряде U-Th-содержащих минералов как основа для их химического микрозондового датирования. Екатеринбург. 2011. 320 с.

Вотяков С.Л., Замятин Д.А., Щапова Ю.В., Поротников А.В., Краснобаев А.А. Особенности метамиктного состояния цирконов на основе анализа их микроскопических изображений и данных электронно-зондового микроанализа // Доклады РАН. 2014. Т. 457. С. 332-336.

Вотяков С.Л., Прибавкин С.В., Замятин Д.А. Химическое датирование циркона из гранитных пегматитов Шарташского Массива (Средний Урал) // Доклады РАН. 2016. Т. 470. С. 83-86.

Cocherie A., Albarede F. An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite // Geoch. Cosmoch. Acta. 2001. V. 65. No. 24. P. 4509-4522.

Suzuki K., Kato T. CHIME dating of monazite, xenotime, zircon and polycrase: Protocol, pitfalls and chemical criterion of possibly discordant age data // Gondwana Research. 2008. V. 14. P. 569-586.

Zamyatin D., Shchapova Yu., Votyakov S., Nasdala L., Lenz C. Alteration and chemical U-Th-total Pb dating of heterogeneous high-uranium zircon from a pegmatite from the Aduiskii Massif, Middle Urals, Russia // Mineral. Petrol. 2017. DOI 10.1007/s00710-017-0513-3

МЕЖДИСЦИПЛИНАРНЫЙ ЦЕНТР КОЛЛЕКТИВНОГО ПОЛЬЗОВАНИЯ УРАЛЬСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РАН «ГЕОАНАЛИТИК»: ОПЫТ РАБОТЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ

Вотяков С.Л., Щапова Ю.В.

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия, votyakov@igg.uran.ru

ЦКП «Геоаналитик» (www.geoanalyst.ru) – междисциплинарный, многопрофильный, исследовательский центр, оснащенный современным научно-аналитическим оборудованием и разнообразными физико-химическими методиками, которые позволяют получать количественную информацию о химическом (элементном и изотопном) и фазовом составе, параметрах кристаллической и электронной структуры, типе и концентрации дефектов структуры, оптических свойствах природных и синтетических материалов – горных пород и минералов различного состава, почв, грунтов, донных отложений, кварцевого сырья, природного и синтетического кварца, железных, титано-магнетитовых, марганцевых, железо-ванадиевых, сульфидных и хромитовых руд, продуктов их обогащения и переработки, природных и питьевых вод, а также разнообразных синтетических соединений, техно- и биогенных объектов.

На основе использования различного оборудования в ЦКП «Геоаналитик» выполняются следующие виды аналитических работ:

- атомно-абсорбционный и рентгенофлюоресцентный анализ содержания химических элементов в породах, рудах, минералах и др. (атомно-абсорбционный спектрометр ContrAA-700, Analytik Jena; атомно-эмиссионный спектрометр с индуктивно-связанной плазмой Optima 8000, Perkin Elmer; рентгенофлуоресцентные энергодисперсионные спектрометры EDX900-HS и EDX-8000, Shimadzu; спектрометры рентгенофлюоресцентные многоканальные СРМ-25, Буревесник и СРМ-35, Научприбор; спектрометры рентгенофлуоресцентные волновые XRF 1800, Shimadzu и VRA-30, Carl Zeiss; рис. 1);
- электронно-зондовый микроанализ химического состава, в том числе содержания легких элементов (O, F и др.) в минералах и синтетических материалах; регистрация изображений зерен в обратно-рассеянных (вторичных) электронах и катодолюминесценции (SE, BSE и CL-изображения); анализ текстуры минералов, выделения зон и минеральных включений с применением *JPD*-методики (Joint Probability Distribution [Hajnal et al., 2001; Вотяков и др., 2014; Zamyatin et al., 2017]); элементное картирование зерен; локальное химическое датирование U-Th-содержащих минералов-геохронометров [Вотяков и др., 2011] (электронно-зондовый микроанализатор Cameca SX100 с пятью волновыми спектрометрами и энергодисперсионным спектрометром Bruker XFlash 6; установка для напыления на поверхность образцов углеродного и металлического токопроводящих покрытий Q150TES, Quorum Technologies; рис. 2);
- сканирующая электронная микроскопия в сочетании с рентгеновским энергодисперсионным анализом состава и анализом картин дифракции обратно-рассеянных электронов (электронный сканирующий микроскоп JSM 6390LV, Jeol с системами анализа дифракции обратно-рассеянных электронов EBSD NordlysNano и энергодисперсионного анализа EDS X-max 80, Oxford Instruments; рис. 2);
- термогравиметрический, ренттгеноструктурный и рентгенофазовый анализ, в том числе сложных смесей, содержащих глинистые минералы (термогравиметрический анализатор Diamond TG-DTA, PerkinElmer; рентгеновский дифрактометр XRD 7000, Shimadzu с высокотемпературной камерой НТК-1200N);
- масс-спектрометрический анализ микроэлементного состава горных пород, минералов и др., включающий химическое разложение твердых проб (квадрупольный масс-спектрометр с индуктивно связанной плазмой ELAN 9000, PerkinElmer с установкой для пробоотбора методом лазерной абляции LSX-500, Cetac; комплекс оборудования для химического автоклавного и микроволнового разложения твердых проб с использованием сверхчистых реактивов, систем очистки воды и кислот в блоке чистых помещений класса 6 по ГОСТ Р ИСО 14644-3-2007; рис. 3);
- масс-спектрометрический анализ изотопного состава U, Pb, Sm, Nd, Rb, Sr и др. в минералах и горных породах (масс-спектрометр квадрупольный с индуктивно связанной плазмой NexION 300, Perkin Elmer с установкой для пробоотбора методом лазерной абляции NWR 213 ESI, Quantum Design; масс-спектрометры многоколлекторные с индуктивно-связанной плазмой Neptune Plus и термоионизационный Triton Plus, Thermo Scientific; комплекс оборудования для химического разложения твердых проб и хроматографического разделения DST-1000, Savillex в блоке чистых помещений класса 6 по ГОСТ Р ИСО 14644-3-2007; рис. 4, 5);

Рис. 1. Спектрометры: рентгенофлуоресцентный XRF1800 и атомно-абсорбционный ContrAA-700.

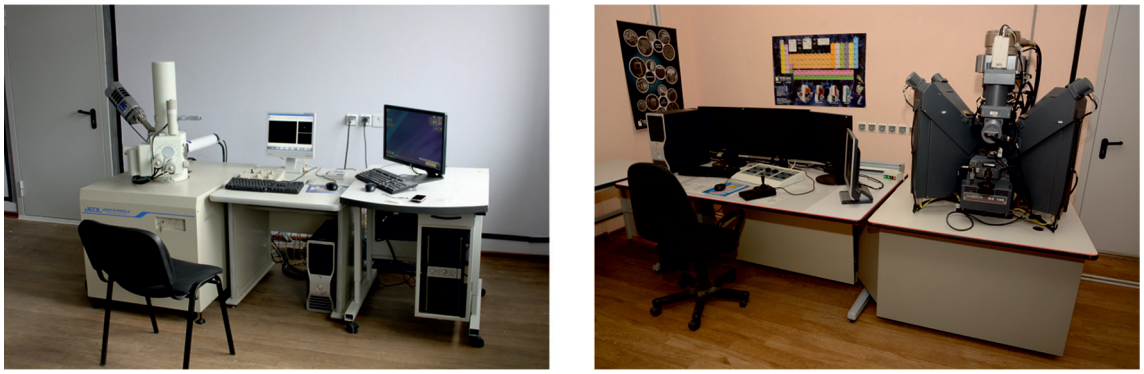


Рис. 2. Электронный микроскоп JSM 6390LV и микроанализатор Cameca SX100.

Рис. 3. Масс-спектрометры ELAN 9000 и NexION 300 с приставками для лазерной абляции LSX-500 и NWR 213 ESI в блоке чистых помещений класса 7 по ГОСТ Р ИСО 14644-3-2007.

Рис. 4. Многоколлекторные масс-спектрометры Triton Plus и Neptune Plus в блоке чистых помещений класса 7.

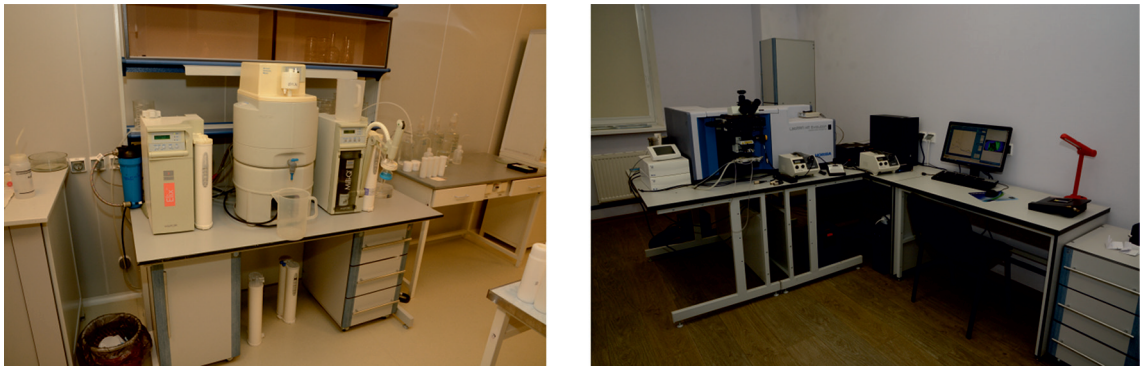


Рис. 5. Оборудование для химического автоклавного (микроволнового) разложения твердых проб, очистки воды и кислот в блоке чистых помещений класса 6; рамановский спектрометр LabRam HR Evolution.

- анализ минералов с использованием методов твердотельной рамановской, катодолюминесцентной, инфракрасной и радиоспектроскопии (рамановский спектрометр Horiba LabRam HR800 Evolution, Horiba Scientific; инфракрасный Фурье-спектрометр Spectrum One с микроскопом Multiscope, PerkinElmer; катодолюминесцентный анализатор импульсный КлавиР; радиоспектрометр ESR-70-03 DX/2; рис. 5).

Деятельность ЦКП «Геоаналитик» направлена на аналитическое обеспечение фундаментальных и прикладных исследований в области наук о Земле и смежных дисциплинах, выполняемых подразделениями УрО РАН, геолого-разведочными и горно-добывающими предприятиями уральского региона; на выполнение международных, федеральных и региональных проектов и программ; на развитие существующих и созданием новых аналитических методик; на образовательную деятельность – обучение студентов Уральского федерального университета и аспирантов, проведение молодежных научных школ-конференций «Минералы: строение, свойства, методы исследования», на повышение квалификации аналитиков через систему школ-семинаров. В докладе обсуждается опыт работы ЦКП в таких областях, как взаимодействие с пользователями (научно-исследовательскими организациями, ВУЗами, горно-добывающими предприятиями и др.), проведение на базе ЦКП междисциплинарных исследований, образовательная деятельность. Уделено внимание имеющимся проблемам, рассмотрены перспективы развития ЦКП.

ЛИТЕРАТУРА

Вотяков С.Л., Щапова Ю.В., Хиллер В.В. Кристаллохимия и физика радиационно-термических эффектов в ряде U-Th-содержащих минералов как основа для их химического микрозондового датирования. Монография. Екатеринбург. 2011. 320 с.

Вотяков С.Л., Замятин Д.А., Щапова Ю.В., Поротников А.В., Краснобаев А.А. Особенности метамиктного состояния цирконов на основе анализа их микроскопических изображений и данных электронно-зондового микроанализа // Доклады РАН. 2014. Т. 457. С. 332-336.

Вотяков С.Л., Прибавкин С.В., Замятин Д.А. Химическое датирование циркона из гранитных пегматитов Шарташского Массива (Средний Урал) // Доклады РАН. 2016. Т. 470. С. 83-86.

Зайцева М.В., Пупышев А.А., Щапова Ю.В., Вотяков С.Л. Методические аспекты U/Pb датирования цирконов на масс-спектрометре Neptune Plus с приставкой для лазерной абляции NWR 213 // Аналитика и контроль. 2016. 10(2), 121-137.

Зайцева М.В., Пупышев А.А., Щапова Ю.В., Вотяков С.Л. Анализ изотопного состава U и Pb и LA ICP MS датирование цирконов на масс-спектрометре NexION 300S с приставкой для лазерной абляции NWR 213 // Аналитика и контроль. 2016. Т. 20. № 4. С. 1-13.

Hajnal J.V., Hill D.L.G., Hawdes D.J. Medical image registration. CRC Press, 2001. Boca Raton, 392 p.

Shchapova Yu., Zamyatin D., Votyakov S., Nasdala L. Dynamic properties of zircon with different degrees of radiation damage as studied by temperature-dependent Raman spectroscopy // XII International Conference “GeoRaman-2016”. Novosibirsk. 58.

Zamyatin D., Shchapova Yu., Votyakov S., Nasdala L., Lenz C. Alteration and chemical U-Th-total Pb dating of heterogeneous high-uranium zircon from a pegmatite from the Aduiskii Massif, Middle Urals, Russia // Mineral. Petrol. 2017. In print. DOI 10.1007/s00710-017-0513-3

ПЕТРОЛОГИЯ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ГАББРО-ГРАНИТНЫХ СЕРИЙ АЛТАЯ

Гаврюшкина О.А., Крук Н.Н.

Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия,
gavryushkina@igm.nsc.ru
Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия,

Вопросам петрологии внутриплитных гранитоидов уделяется значительное внимание в силу сложности механизмов формирования, неоднозначности источников вещества и энергии, ответственных за их образование.

Среди гранитоидов кратонных областей резко преобладают породы А-типа, в то время как в складчатых поясах вместо них часто формируются гранитоиды с «коровыми» геохимическими и изотопными характеристиками, тяготеющие по составу к I- и S- типам, а также редкометалльные и ультраредкометалльные разности, часто продуктивные на Sn, W, Mo, Li и Be. Породы базитового состава, ассоциирующие с гранитоидами, которым отводится важная роль в петрогенезисе типичных А-гранитов, распространены в резко подчиненных количествах. Признаки прямого участия мантийных магм в формировании гранитоидов фиксируются крайне редко. Таким образом, есть все основания полагать, что в источнике внутриплитных гранитоидов складчатых областей важную роль играют породы континентальной коры, а формирование габбро-гранитных серий в этих условиях связано с одновременной реализацией нескольких петрогенетических механизмов. В данной работе эта проблема рассматривается на примере пермо-триасовых габбро-гранитных серий Алтая.

Пермо-триасовые магматические ассоциации Алтая являются составной частью Сибирской крупной изверженной провинции, обусловленной активностью суперплюма [Добрецов, 1997]. Магматизм этого этапа очень разнообразен: в Алтайском секторе АСП выделяется около десятка субсинхронных гранитоидных и габбро-гранитных комплексов, отличающихся по набору пород, петрографическим и геохимическим характеристикам [Владимиров и др., 1997; Шокальский и др., 2000]. Среди них известны габбро-гранитные серии, включающие монцодиориты и сиениты, гранодиорит-гранитные интрузии, не содержащие в своем составе пород мантийного генезиса, а также массивы биотитовых и двуслюдяных гранит-лейкогранитов повышенной редкометалльности, в т.ч. продуктивные в отношении Mo и W.

Геологическая позиция перечисленных гранитоидных ассоциаций сходна. Позднепалеозойские-раннемезозойские магматические ареалы дискордантны по отношению к более ранним геологическим структурам. Большинство массивов приурочено к крупным разрывным нарушениям или их пересечениям. Все интрузивы являются аллохтонными: имеют интрузивные контакты с вмещающими толщами и часто сопровождаются ареалами ороговикования. При этом массивы обычно «запечатывают» разломные зоны, а сами не затронуты процессами катаклаза и огнейсования.

Результаты $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопных исследований [Гаврюшкина и др., 2017, в печати] указывают на достаточно узкий временной интервал формирования гранитоидов (254–244 млн лет) и свидетельствуют о синхронизации базит-ультрабазитового и гранитоидного магматизма в пределах Алтайского сектора Сибирской крупной изверженной провинции.

Объектами нашего исследования стали габбро- и сиенит – гранитные интрузии Алтая: Айский массив в северной части Горного Алтая, Тархатинский – в южной его части, Теранжикский – в юго-восточной, а также Саввушинский массив в северной части Рудного Алтая.

В составе Айского массива выделяется три фазы внедрения: амфибол-биотит-клинопироксеновые сиениты и кварцевые сиениты; амфибол-биотитовые граносиениты; биотитовые и двуслюдяные гранит-лейкограниты [Владимиров и др., 1997; Крук и др., 1998].

Тархатинский массив имеет ассиметрично-зональное однофазное строение: краевые части сложены мелкозернистыми порфировидными биотитовыми монцодиоритами и сиенитами, которые в центральной части сменяются мелко- до среднезернистыми слабопорфировидными биотитовыми граносиенитами и монцогранитами [Крупчатников и др., 2015]. В обрамлении массива известны дайки лампрофиров и лампроитов чуйского комплекса, синхронные с гранитоидами [Васюкова и др., 2011].

Теранжикский массив сложен серией пород от монцогаббро до гранитов, среди которых выделяется три фазы внедрения. Пироксен-амфиболовые монцодиориты, кварцевые монцодиориты и кварцевые сиениты второй фазы слагают основной объем массива, центральная его часть сложена среднезернистыми лейкократовыми биотит-амфиболовыми граносиенитами и гранитами третьей фазы, а пироксен-амфиболовые монцогаббро и монцониты первой фазы встречаются в виде отдельных небольших ксеноблоков [Семенов и др., 2010; Крупчатников и др., 2015].

Среди пород Саввушинского гранодиорит-гранитового массива выделяются три фазы внедрения. Порфировидные биотитовые и биотит-роговообманковые гранодиориты второй фазы и лейкократовые биотитовые граниты третьей фазы слагают основной объем массива. В виде многочисленных ксенолитов и небольших останцов среди более поздних гранитоидов присутствуют мелко-среднезернистые слабопорфировидные биотит-роговообманковые монцодиориты и кварцевые монцодиориты [Государственная…, 2001].

Геохимические исследования основных, средних и кислых пород изученных интрузий показали широкие вариации их вещественного состава внутри каждой породной группы. Так, сиениты и кварцевые сиениты Айского массива характеризуются высокой калиевостью (до 7 мас. % K_2O) при пониженных содержаниях крупноионных литофильных элементов (LILE), близкларковых концентрациях высокозарядных (HFSE) и редкоземельных (REE) элементов. Габброиды, монцониты и монцодиориты Теранжикского массива относятся к умереннокалиевой серии и обладают более высокими концентрациями HFSE (Zr – 108–296 ppm, Y – 18–33 ppm, Hf – 2.8–6.8 ppm, Nb – 6.4–25 ppm, Ta – 0.4–1.4 ppm) и REE (суммарно – до 382 ppm). Лампрофиры и лампроиты чуйского комплекса – ультракалиевые породы, резко обогащенные LILE, HFSE и REE (Rb – до 470 ppm, Zr – до 824 ppm, Y – до 42 ppm, Hf – до 29 ppm, Nb – до 20 ppm, Ta – до 1.5 ppm). Эти геохимические особенности, хотя и менее ярко выраженные, характеры для сиенитов и монцодиоритов собственно Тархатинского интрузива. Монцодиориты Саввушинского массива по редкоэлементному составу близки к аналогичным породам Теранжикского. Отметим, что для основных и средних пород всех изученных массивов характерны повышенные концентрации Sr и Ba, избирательное обеднение некоторыми высокозарядными элементами (Ta, Nb, Ti).

Гранитоиды изученных массивов характеризуются повышенными содержаниями калия, слабо пересыщены глиноземом. Для пород Теранжикского и Тархатинского массивов характерна невысокая железистость, гранитоиды Саввушинского массива, напротив, характеризуются повышенной железистостью, породы Айского массива – магнезиально-железистые.

Редкоэлементный состав гранитоидов частично наследует особенности предшествующих основных и средних пород: содержания Sr и Ba в целом вышекларковые (понижаются с ростом кремнекислотности), а также наблюдается избирательное обеднение Ta, Nb и Ti. По уровню накопления высокозарядных и редкоземельных элементов гранитоиды резко различны. Минимальные концентрации этих элементов характерны для пород Айского и Саввушинского массивов (по геохимическим характеристикам эти гранитоиды соответствуют I-типу), максимальные – для граносиенитов и гранитов Тархатинского интрузива (A2-тип), промежуточные – для пород Теранжикского массива. В целом с повышением кремнекислотности концентрации HFSE и REE в гранитоидах стремятся к уровню, характерному для типичных анатектических гранитоидов I- и S-типов (в гранитоидах Айского массива эти содержания слабо возрастают, в породах остальных интрузий, напротив, падают). Исключение составляют лейкократовые граниты Саввушинского массива, для которых характерны пониженные концентрации HFSE и REE.

В целом, особенности редкоэлементного состава субэвтектических разностей гранитоидов хорошо коррелируют с составом верхней коры вмещающих геоблоков: Тархатинский и Теранжикский массивы локализованы среди метаосадочных толщ (Холзунско-Чуйский турбидитовый и Курайский метаморфический террейны, соответственно), Айский массив – в Каимском аллохтоне, с существенно вулканическим разрезом коры, а Саввушинский – в Рудноалтайском блоке, имеющем мощное метабазитовое основание.

В целом наблюдаемое разнообразие пород пермо-триасовых габбро- и сиенит-гранитных серий Алтая объясняется тремя факторами: 1) особенностями состава базитовых магм, 2) природой верхней и средней коры вмещающих геоблоков (основной источник гранит-лейкогранитных расплавов), 3) степенью и механизмами мантийно-корового взаимодействия (смешение магм, флюидный синтексис и др.).

Необходимо подчеркнуть, что формирование гранитоидов во всех рассматриваемых случаях происходило за счет плавления пород коры под воздействием тепла и флюидов, отделяющихся от мантийных очагов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ проект № 16-05-00077 мол_а.

ЛИТЕРАТУРА

Васюкова Е.А., Изох А.Э., Борисенко А.С. и др. Петрология и возрастные рубежи раннемезозойских лампрофиров Горного Алтая // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 12. С. 2001-2021.

Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Шокальский С.П. и др. Позднепалеозойский – раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 4. С. 715-729.

Гаврюшкина О.А., Травин А.В., Крук Н.Н. Эволюция гранитоидного магматизма периферических частей крупных изверженных провинций (по данным $^{40}Ar/^{39}$ Ar изотопных исследований пермо-триасовых гранитоидов Алтая) // Геодинамика и тектонофизика. В печати.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000. Издание второе. Серия Алтайская. Лист M-44-XI (Змеиногорск) // СПб: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ. 2001ж. 201 с.

Добрецов Н.Л. Пермо-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Доклады РАН. 1997. Т. 354, № 2. С. 220-223.

Крук Н.Н., Титов А.В., Пономарева А.П., Шокальский С.П., Владимиров А.Г., Руднев С.Н. Внутреннее строение и петрология Айской сиенит-граносиенит-гранитной серии (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 8. С. 1072-1084.

Крупчатников В.И., Врублевский В.В., Крук Н.Н. Раннемезозойские лампроиты и монцонитоиды юго-востока Горного Алтая: Геохимия, Sr-Nd изотопный состав, источники расплавов. Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 6. С. 1057-1079.

Семенов И.В., Крук Н.Н., Травин А.В., Куйбида Я.В., Куйбида М.Л. Геологическая позиция, состав и возраст Теранджикского габбро-гранитного интрузива (Горный Алтай) // Материалы конференции «Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту)». Иркутск, 14-17 октября 2010. Т. 2. С. 75-77.

Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2000, 188 с.

ПРОБЛЕМА ГНЕЙСО-ГРАНИТОВ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Голубева И.И., Ремизов Д.Н.**, Шуйский А.А.**

*Институт геологии Коми НЦ УРО РАН, Сыктывкар, Россия, iigolubeva@geo.komisc.ru
**Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, dnr1957@yandex.ru

В пределах Харбейской структуры Полярного Урала широко развиты гнейсограниты, представленные вытянутыми пластообразными телами и залегающими в толще разной степени метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород доордовикского возраста и, как правило, согласно простиранию коллизионных структур (рис. 1). На сегодняшний день граниты данного региона объединены в два комплекса: евъюганский (гердизский) с поздневендским – кембрийским возрастом и садатаяхинский венд с раннекембрийским возрастом [Государственная..., 2014]. Пластообразные формы тел и гнейсовидные текстуры пород предполагают два варианта становления гранитов – ультраметаморфогенное (автохтонное) или тектоническое. Последнее предположение исходит из нахождения их в поднадвиге Главного Уральского надвига.

На самом деле природа гнейсовидности может оказаться гораздо сложнее, а генезис гнейсограниов представляться шире, чем предлагается легендами к издающимся геологическим картам. Поэтому каждое гранитное тело требует тщательного изучения петрографических и геохимических особенностей горных пород, геологических границ и взаимоотношений с вмещающей рамой. Современные аналитические методы определения возраста пород порой не решает, а еще более усугубляет проблему выделения комплексов.

Замечательным примером правильного видения геологии гранитов и предсказания возраста, без использования современных технологий, являются работы В.Н. Охотникова, занимавшийся геологической съемкой Полярного Урала в 60-х годах. Известные на южном окончании Харбейского антиклинория евъюганские и лаптоюганские группы гранитных тел (см. рис. 1), слагающие, как ранее предполагалось Г.А. Кейльманом (1974) гранито-мигматитовые купола (соответственно евъюганский и лаптаюганский), оказались, как и предполагал В.Н. Охотников (1975) интрузивными телами с более молодым возрастом, чем вмещающие породы.

Действительно, данные граниты имеют ярко выраженную

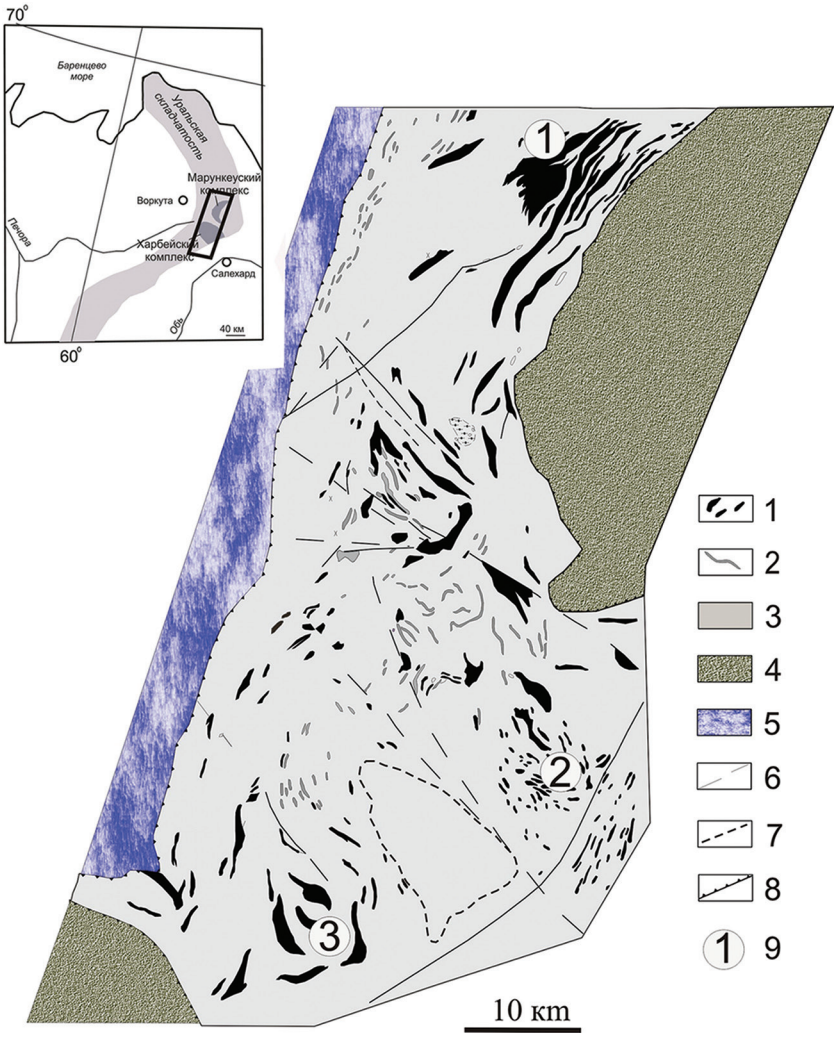


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Харбейско-Марункеуского антиклинория по (Охотников, 1975).

1 – граниты, 2 – метадолериты, 3 – метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения протерозойского возраста, 4 – сутурная зона палеозойского возраста, 5 – метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения палеозойского возраста (орангский аллохтон), 6 – разломы, 7 – граница париквасьшорского выступа, 8 – надвиги, 9 – гранитные массивы евъюганского комплекса: 1 – Гердизский; 2 – Лаптаеганский; 3 – Евъюганский.

гнейсовидную текстуру. Границы тел четкие и не имеют постепенных переходов во вмещающие породы. Внутри гранитных массивов фиксируются антиклинальные складки. По петрографическим наблюдениям минералы не несут признаков раздробленности, развиваются в виде вытянутых согласно общей сланцеватости пород, приспосабливающихся к реоморфному течению гранитного вещества. Наиболее ярко выражено явление реоморфического течения полутвердого гранитного вещества в проявлениях протоклаза порфировидных включений микроклина. Тонкое развальцевание породы, проявляющееся в развитии гранулированного кварца в виде пересекающихся между собой системы тонких лентикулярных жил, разделяющих породу на линзы, свидетельствует о протрузии гнейсогранитов в твердом виде, при участии некоторой доли расплавной или флюидной фазы. Кроме директивных текстур в гранитах хорошо представлены массивные участки, сложенные мелкозернистыми полигональными зернами кварца и полевых шпатов, кристаллизующиеся в спокойной обстановке.

Возраст евъюганских гнейсогранитов составляет 497 ± 3 млн лет и 557 ± 2.2 млн лет, а лаптаеганских – 487.1 ± 2 млн лет [Голубева, 2011], вмещающие сланцы ханмейхойской свиты по последним данным имеют возраст поздний рифей – венд [Коновалов, 2016]. Разброс в возрасте объясняется длительным неодноактным становлением данных пород и омоложением за счет альбитизации (шахматный альбит) и окварцевания мобилизованного гранитного вещества.

Гнейсограниты, согласно петрохимической классификации, относятся к I гранитам [Голубева, 2012]. Данный факт свидетельствует о том, что для данных гранитов материнским субстратом послужили метабазиты вмещающей ханмейхойской свиты. Это подтверждают практически одинаковые возрастные данные материнских пород ханмехойской свиты и меланократовых разновидностей евъюганских гнейсогранитов, приближенных по составу первичному веществу. Таким образом, рассматриваемые гнейсограниты являются не полингенно-автохтонными образованиями, а интрузивно-реоморфными породами, сформированные в условиях эпиконтинентального рифтогенеза.

Следует так же пересмотреть полингенный характер гнейсоплагиогранитов Гердызского массива, входящих в состав евъюганского комплекса. Ультраметаморфогенному образованию данных гнейсогранитов противоречит низкий уровень метаморфизма вмещающих пород и другие геологические факторы [Шуйский, 2016]. Ранее на это обратил внимание Л.В. Махлаев (1996), который предложил механизм формирования гердизских гнейсоплагиогранитов за счет тектонического воздействия, наложенного альбитового порфиробластеза и диафтореза. Скорее всего, плагиогранитогнейсы Гердизского массива являются низкотемпературными породами, образованными за счет повторной альбитизации катаклизированных, уже альбитизированных и окварцованных тектонизированных, а потому легко проницаемых сланцев. Об этом свидетельствует возраст данных гнейсо-гранитов 533 млн лет [Государственная…, 2014], соответствующий вмещающим сланцам ханмехойской свиты.

ЛИТЕРАТУРА

Голубева И.И. Первые результаты U-Pb датирования гнейсогранитов харбейского комплекса Полярного Урала. ДАН , 2011, том 439, № 4, С. 508-513.

Голубева И.И., Махлаев Л.В. I – граниты Полярного Урала // Современные проблемы магматизма и метаморфизма. Том 1. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2012. 356 с.

Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение) Серия Западно-Сибирская. Лист Q-42. Салехард. Объяснительная записка / Зылева Л.И., Коновалов А.Л., Казак А.П., Жданов А.В. и др. – СПб: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2014. 396 с.

Коновалов А.Л., Лохов К.И., Черкашин А.В., Вакуленко О.В. О тектонической границе между метаморфическими сланцами и кристаллическими образованиями позднего протерозоя Харбейского антиклинория // Региональная геология металлогения. № 68, 2016. С. 5-20.

Махлаев Л.В. Гранитоиды севера Центрального Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 148 с.

Шуйский А.С., Голубева И.И. Новые данные по гранитоидам Гердизского массива (Полярный Урал) / Вестник Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, № 8, 2016. С. 10-14.

THE PROBLEM OF THE GNEISO-GRANITES OF THE POLAR URAL

Golubeva I.I., Remizov D.N.**, Shuisky A.A.**

*Institute of geology Komi SC, Ural Branch of RAS, Syktyvkar, Russia, iigolubeva@geo.komisc.ru
**A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg, Russia, dnr1957@yandex.ru

Within the framework of the Kharbay structure of the Polar Urals, gneiss granites are widely developed. Granites are represented plate-like body and lie in the strata of varying degrees of metamorphosed volcanogenic sedimentary rocks preordovik age. Granite bodies concordant with collision structures (Fig. 1). Granites of this region are combined into two complexes: the Evyugank (Gerdizian) with the Late Vendian – Cambrian age and the Sadatayahinsky Vendian with the Early Cambrian age [State..., 2014]. Plate-like body shapes and gneiss-like rock textures suggest two variants of granite formation – ultrametamorphogenic (autochthonous) or tectonic. The last assumption comes from finding them in the underthrust of the Main Uralian fracture.

The nature of the gneissianity can be much more complicated. The genesis of the gneiss appears wider than is suggested by the legends to the published geological maps. Therefore, each granite body requires careful study of petrographic and geochemical features of rocks, geological boundaries and relationships with the enclosing formation. Modern analytical methods for determining the age of rocks sometimes do not solve, but further exacerbates the problem of isolating complexes.

Remarkable example presenting a clear vision of granite geology and close age prediction, without any modern technology, is work of V. Okhotnikov, who was caring out the geological survey of the Polar Urals at the 60's. Known Evyugan and Laptoyugan granit body groups, situated on the South end of the Kharbey structure (see Fig. 1), according to G. Keilman (1974) had been supposed to compose granit-migmatit cupolas (Evyugan one and Laptoyugan respectively). However, as V. Ohothicov suggested (1975), they have proven to be an intrusion body indeed with younger age than enclosing rocks.

These granites have a pronounced gneiss-like texture. The boundaries of the bodies are clear and do not have gradual transitions to the host rocks. In the granites are the anticlinal folds. Minerals show no signs of cataclas. Minerals grow in the form of elongated grains according to the general schistose of the rocks. They adapt to the rheomorphic flow of the granite

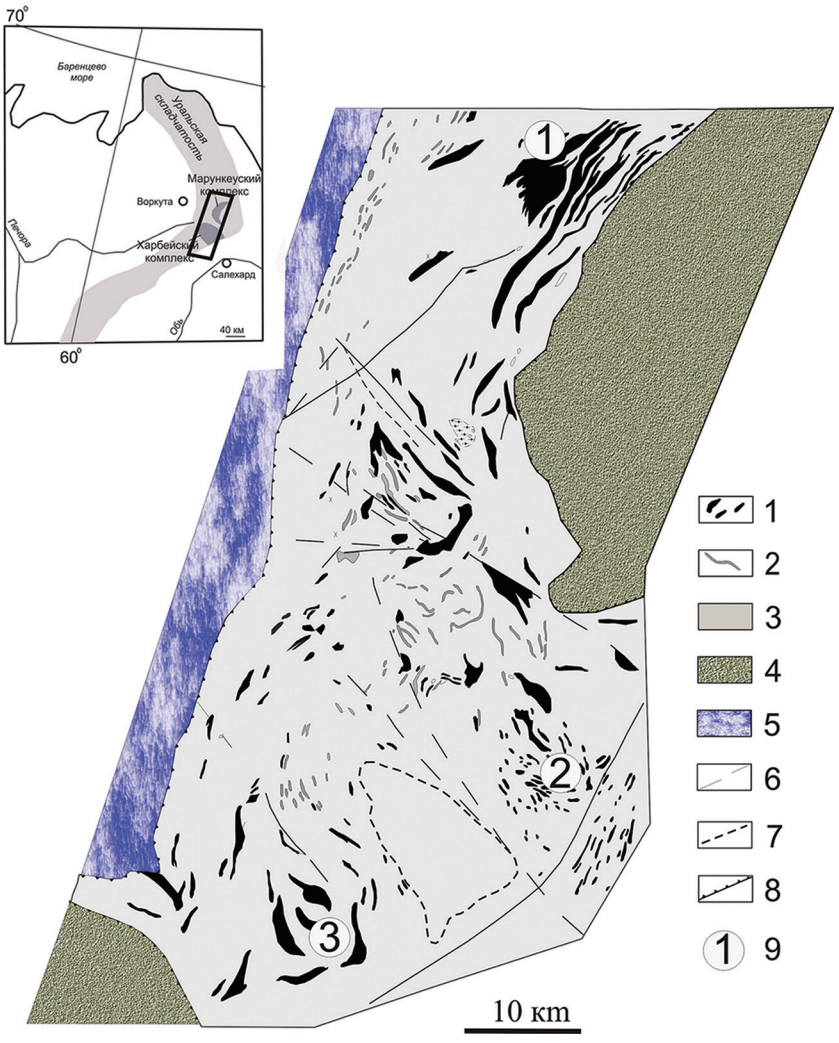


Fig. 1. Schematic geological map of the Harbey-Marunke anticlinorium (Okhotnikov, 1975).

1 – granites, 2 – metadolerites, 3 – proterozoic shales, 4 – paleozoic southeast zone, 5 – paleozoic shales, 6 – faults, 7 – the border of the parikvashorsky protrusion, 8 – thrust, 9 – granite massifs of the yevugan complex: 1 – Gerdizian; 2 – Laptaegansky; 3 – Evyuganskiy.

substance. The phenomenon of rheomorphic flow of a semi-solid granitic substance in the manifestations of the protoclase of porphyry inclusions of the microcline is most pronounced. Granular quartz intersects each other in the form of a system of thin lenticular veins. This indicates the intrusion of gneiss granites in solid form, with the participation of some fraction of the melt or fluid phase. In granites are well represented the massive areas, composed of fine-grained polygonal grains of quartz and feldspar, crystallized in a calm situation.

Gneiss granites belong to the I-granites [Golubeva, 2012]. The primary substratum was the metabasites of the enclosing Hanmeyohoy suite for these granites. This is confirmed by the almost identical age of the parent rocks of the Hanmehoy suite and the Evyugan melanocratic gneiss granites, which are approximate in composition to the primary substance. The gneiss granites under consideration are not anatectic granite, but intrusive-reomorphic rocks formed under conditions of epicontinental rifting.

It is necessary to revise the genesis of the plagiogranites gneiss of the Gerdyz massif of the Evyugan complex. The low level of metamorphism of host rocks and other factors contradict the ultrametamorphogenic formation of granites [Shuisky, 2016]. L. Makhlaev (1996) has paid attention to this before. He proposed a mechanism for the formation of Gerdizian plagiogranites gneiss due to tectonic action, superimposed albite porphyroblasts and diafhthoresis. Plagiogranite gneisses of the Gerdiz massif are low-temperature rocks formed due albitization of cataclasites. The age of these gneiss-granites is 533 million years [State…, 2014] confirms that it corresponds to the shales of the Hannmehoy Formation.

REFERENCES

Golubeva I.I. The first results of U-Pb dating of gneiss granites of the Harbey complex of the Polar Urals. DAN, 2011, Vol. 439, No. 4. P. 508-513.

Golubeva I.I., Makhlaev L.V. I – granites of the Polar Urals // Contemporary problems of magmatism and metamorphism. Volume 1. St. Petersburg: Publishing House of St. Petersburg State University, 2012. 356 p.

State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (third generation) The West-Siberian series. Sheet Q-42. Salekhard. Explanatory note / Zyleva L.I., Konovalov A.L., Kazak A.P., Zhdanov A.V. and others. SPb: Potatofactory VSEGEI, 2014. 396 p.

Konovalov A.L., Lokhov K.I., Cherkashin A.V., Vakulenko O.V. About the tectonic boundary between metamorphic schists and crystalline formations of the Late Proterozoic of the Kharbey anticlinorium // Regional geology of metallogeny. No. 68, 2016. P. 5-20.

Makhlaev L.V. Granitoids of the North of the Central Ural Uplift (Polar and Subpolar Urals). Ekaterinburg: UrO RAN, 1996. 148 p.

Shuisky A.S., Golubeva I.I. New data on granitoids of the Gerdiz massif (Polar Urals) / Komi Bulletin of the Urals Branch of the Russian Academy of Sciences. Syktyvkar, No. 8, 2016. P. 10-14.

ВКЛЮЧЕНИЕ ЗОЛОТА В ЦИРКОНЕ (КОЖИМСКИЙ МАССИВ, ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Денисова Ю.В.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, yulden777@yandex.ru

Благодаря своей устойчивости к внешнему воздействию, кристаллы циркона способны раскрыть информацию об особенностях среды минералообразования, в том числе и за счет включений, наблюдаемых в минерале. Кристаллы акцессорного циркона из гранитоидов Приполярного Урала часто переполнены газово-жидкими и твердыми минеральными включениями. Минеральные включения представлены биотитом, хлоритом, роговой обманкой, плагиоклаза, кварца, апатита **и другими минеральными образованиями**. **Однако ни в одном цирконе из** гранитов Приполярного Урала ранее не встречалось включение золота.

В данной работе представлены результаты изучения включения золота в акцессорном цирконе Кожимского гранитного массива. Массив представляет собой группу вытянутых изолированных тел, находящихся на левом и правом берегах Кожима в бассейнах рек Осею и Понью (рис. 1). Кожимские граниты – это среднезернистые лейкократовые породы розового цвета, обладающие массивной грубоплитчатой текстурой с хорошо выраженной тектонической гнейсоватостью [1].

Изученный циркон представляет собой темно-коричневый полупрозрачный короткопризматический кристалл размером 0.04 мм и с коэффициентом удлинения 1.65. Облик кристалла обусловлен развитием граней (110), (111), (100). Минерал содержит включения золота и кварца. Согласно ранним статьям автора, кристаллизация минерала, происходила на начальной стадии формирования гранитного массива при температуре 700–900 °С и повышенной щелочности среды [2].

Исследованое включение золота образовалось во время роста циркона. Подобное выпадение золота из расплава могло произойти за счет повышения вязкости кремнистых расплавов и медленного падения растворимости с температурой. При восстановлении из расплавов золото образует гидрозоли. Гидрозоли вероятно были частью сложных силикатных термофлюидных сред с температурой около 800 °С, из которых формировались массивные образования кварца в гранитах. Это подтверждается наличием выделений кварца в исследованном цирконе. Присутствие в цирконе включения золота говорит о высоких температурах минералообразующей среды и подтверждает предполагаемый температурный диапазон кристаллизации циркона на раннемагматической стадии формирования гранитов Кожимского массива [3]. При определении химического состава включение золота, было выявлено наличие избыточного кислорода. Это позволило предположить, что изученное включение представляет собой золото, покрытое тонкой пленкой оксида золота. Образование такого оксида возможно при 500–700 °С в результате взаимодействия кислорода с атомами золота на его поверхности. Это говорит о том, что в течение роста циркона температура минералообразующей среды могла снижаться до 700 °С и ниже.

Таким образом, обнаруженное включение золота и его химический состав позволяют сделать вывод о кристаллизации изученного акцессорного циркона при температуре 800 °С и выше на раннемагматическом этапе формирования гранитов Кожимского массива и далее при снижении температуры до 700 °С и ниже на постмагматическом этапе.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 15-18-5-17.

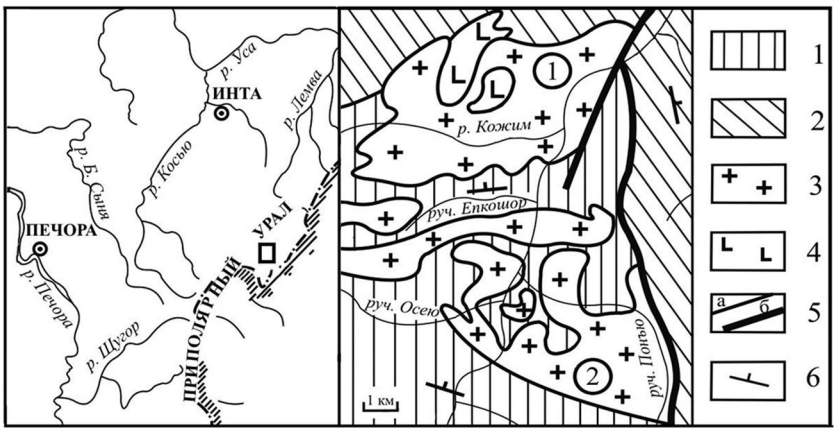


Рис. 1. Кожимский гранитный массив.

1 – слюдяно-кварцевые сланцы, зеленые ортосланцы, кварциты; 2 – слюдяно- кварцевые сланцы, порфиры, порфириты, прослои мраморов и кварцитов; 3 – граниты; 4 – габбро; 5 – геологические границы: а – стратиграфические и магматические, б – тектонические; 6 – элементы залегания плоскостных структур. Массивы (цифры в кружочках): 1 – Кузьпуаюский массив; 2 – Кожимский массив [4].

ЛИТЕРАТУРА

Денисова Ю.В. Типоморфические и типохимические особенности акцессорных цирконов гранитоидов Приполярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, № 5, 2014. С. 9-16.

Денисова Ю.В. Термометрия циркона из гранитоидов Приполярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, № 12, 2016. С. 37-44.

Денисова Ю.В. Включение золота в акцессорном цирконе Кожимского гранитного массива (Приполярный Урал) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, № 4, 2017, в печати.

Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Метаморфизм и гранитообразование в протерозойско–раннепалеозойской истории формирования Приполярноуральского сегмента земной коры // Литосфера, 2008, № 11. С. 25-38.

THE INCLUSION OF GOLD IN THE ZIRCON (THE KOZHIM GRANITIC MASSIF, THE SUBPOLAR URALS)

Denisova Yu.V.

Institute of geology of Komi SC, Ural Branch of RAS, Syktyvkar, Russia, yulden777@yandex.ru

Due to its resistance to external impact, the crystals of zircon is able to reveal information about the features of the environment of mineral formation, including due to the inclusions observed in the mineral. Crystals of accessory zircon from the granitoids of the Subpolar Urals are often crowded gas-liquid and solid mineral inclusions. The mineral inclusions are represented by biotite, chlorite, horn blende, plagioclase, quartz, apatite and other mineral formations. However, none of the zircons from granites of the polar Urals were the inclusion of gold.

This paper presents the results of studying inclusion of gold in the accessory zircon of the Kozhim granite massif. The massif is a group of insulated elongated bodies, situated on the left and right banks of the river Kozhim and in Osya and Ponyu river basins (Fig. 1). The Kozhim granites is the pink color medium – grained leucocratic rocks with a massive probablitity texture and a pronounced tectonic gneissosity [1].

The studied zircon is a dark brown translucent short-prismatic crystal with a size of 0.04 mm and an aspect ratio of 1.65. The appearance of the crystal due to the development of faces (110), (111), (100). The mineral contains inclusions of gold and quartz. According to an earlier articles of the author, the crystallization of the mineral was at the early stage of formation of the granite massif at a temperature of 700–900 °C and high alkalinity of the environment [2].

The researched inclusion of gold formed during the growth of zircon. Such deposition of gold from the melt could happen by increasing the viscosity of a siliceous melt and slow the fall of solubility with temperature. Gold forms hydrosols in case the rehabilitation of it from melts. These hydrosols were probably part of a complex silicate thermofluids environments with a temperature of about 800 °C, which formed massive formations of quartz in granites. This is confirmed by the presence of segregations of quartz in the studied zircon. The presence of the gold inclusion in zircon speaks to the high temperatures of the mineral-forming medium, and confirms the anticipated temperature range of crystallization of zircon in the early magmatic stage of the Kozhim granites formation [3]. In determining the chemical composition of the inclusion of gold, the author was identified the presence of an excess of oxygen. It has

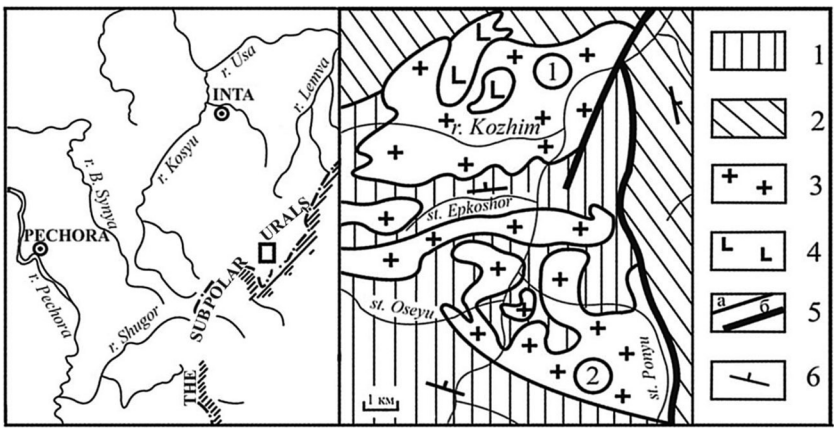


Fig. 1. The Kozhim granite massif.

1 – isinglass-quartz shales, green ortoshales, quartzite; 2 – isinglass-quartz shales, porphyries, porphyrites, interlayers of marbles and quartzites; 3 – granites; 4 – gabbro; 5 – the geological boundaries: a – stratigraphic and igneous, b – tectonic; 6 – the occurrence of planar structures. The massifs (numerals in circles): 1 – the Kuzpuayu massif; 2 – the Kozhim massif [4].

allowed to assume, that the studied inclusion is the gold, covered with a thin film of the oxide of gold. The formation of such oxide is possible at 500–700 °C results from the interaction of oxygen with gold atoms on its surface. This suggests that during the growth of zircon temperature of the mineral-forming environment could be reduced to 700 °C and below.

In that way, discovered the inclusion of gold and its chemical composition allow us to conclude about the studied crystallisation of accessory zircon at a temperature of 800 °C and above at the early magmatic stage of formation of granite of the Kozhim massif and further by reducing temperature up to 700 °C and below during postmagmatic stage.

The work is executed at financial support of the fundamental research Program of RAS № 15-18-5-17.

REFERENCES

Denisova Yu.V. Typomorphic and typochemical accessory zircons sings of the Subpolar Urals granitoids // Vestnik of the Institute of Geology, Komi SC of RAS, Syktyvkar, No. 5, 2014. P. 9-16.

Denisova Yu.V. Thermometric of zircon from the granitoids of the Subpolar Urals // Vestnik of the Institute of Geology, Komi SC of RAS, Syktyvkar, No. 12, 2016. P. 37-44.

Denisova Yu.V. The inclusion of gold in accessory zircon of the Kozhim granitic massif (the Subpolar Urals) // Vestnik of the Institute of Geology, Komi SC of RAS, Syktyvkar, No. 4, 2017, in print.

Pistin A.M., Pystina Yu.I. Metamorphism and granite formation are the consequence in the Proterozoic – early Paleozoic history of the formation of Propranollo segment of the earth's crust // Lithosphere, 2008, № 11. P. 25-38.

ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (УЗБЕКИСТАН)

Диваев Ф.К., Миркамалов Р.Х.*, Далимов Р.Т.*, Селтманн Р.**, Конопелько Д.Л.****

*Институт минеральных ресурсов, Ташкент, Узбекистан, rmirkamalov@gmail.com
**CERCAMS, Лондон, Великобритания
***СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

Узбекистанская часть Западного Тянь-Шаня еще в советское время была изучена государственной геологической съёмкой масштаба 1:50 000. В настоящее время проводится детальное геологическое доизучение горнорудных районов. Рассматриваемая территория – это провинция преимущественного развития гранитоидного магматизма, поэтому его изучению всегда уделялось особое внимание.

В настоящее время в республике созданы карты магматических формаций и магматических комплексов Республики Узбекистан, на которых выделены и охарактеризованы 68 вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов и 78 интрузивных или плутонических. Все они получили отражение на современных геологических картах. Следуя за Ю.А. Кузнецовым, под магматическим комплексом авторы понимают конкретную ассоциацию магматогенных пород, парагенетически тесно связанных друг с другом и занимающих определенное место в пространстве и времени. Термин «магматическая формация» – это абстрактное понятие, в которым обобщены главные особенности, свойственные ряду тождественных или близких по составу конкретных магматических комплексов, которые могут иметь различный возраст и залегать в различных, зачастую удаленных друг от друга, но однотипных геологических структурах, другими словами магматическая формация – это эталон для примерки конкретных ассоциаций (комплексов). Магматический комплекс является конкретным проявлением магматической формации в определенном месте в определенное время.

Горная система Тянь-Шаня к западу от Таласо-Ферганского разлома представлена тремя крупными складчато-надвиговыми поясами (рис. 1), формирующими домезозойское складчатое основание: *Срединный Тянь-Шань* (палеозойская активная окраина Казахстанского микроконтинента); *Южный Тянь-Шань* (дивергентный складчато-надвиговый пояс, сформировавшийся в результате закрытия Туркестанского палеоокеанического бассейна); *Юго-Западный Тянь-Шань* (палеозойская северная окраина Каракумского микроконтинента, с ордовикским вулканизмом и силур-нижнекарбоновым карбонатным чехлом, осложненным каменноугольным вулкано-плутоническим поясом).

Каждый из поясов отличается от других характером складчатости и магматизмом. Все выделенные магматические комплексы (рис. 1) формировались в разных геодинамических режимах: рифтогенном, надсубдукционном, коллизионном и постколлизионном.

Рифтогенные комплексы, отличаясь возрастом формирования, установлены во всех поясах. На территории Узбекистана – это протерозойские, кембрий-силурийские, девонские и каменноугольные образования. При этом габбро и гипербазиты этих офиолитовых комплексов обычно сопровождаются сопутствующими им толеитовыми, реже, щелочными базальтами.

Надсубдукционный магматизм сопровождал зоны субдукции на протяжении всей истории геологического развития, от протерозоя до нижней перми, причем в каменноугольное время особенно широко проявились сближенные по времени комагматические интрузивные и вулканические комплексы, образующие в совокупности протяженные вулкано-плутонические пояса – Бельтау-Кураминский и Гиссарский.

Коллизионные автохтонные гранитоидные комплексы фиксируются среди байкалид, каледонид и герцинид, образуя крупные батолитообразные тела.

Плутонический постколлизионный магматизм проявлен габбро-монцонит-сиенитовой, габбро-гранитовой и лейкогранитовой формациями.

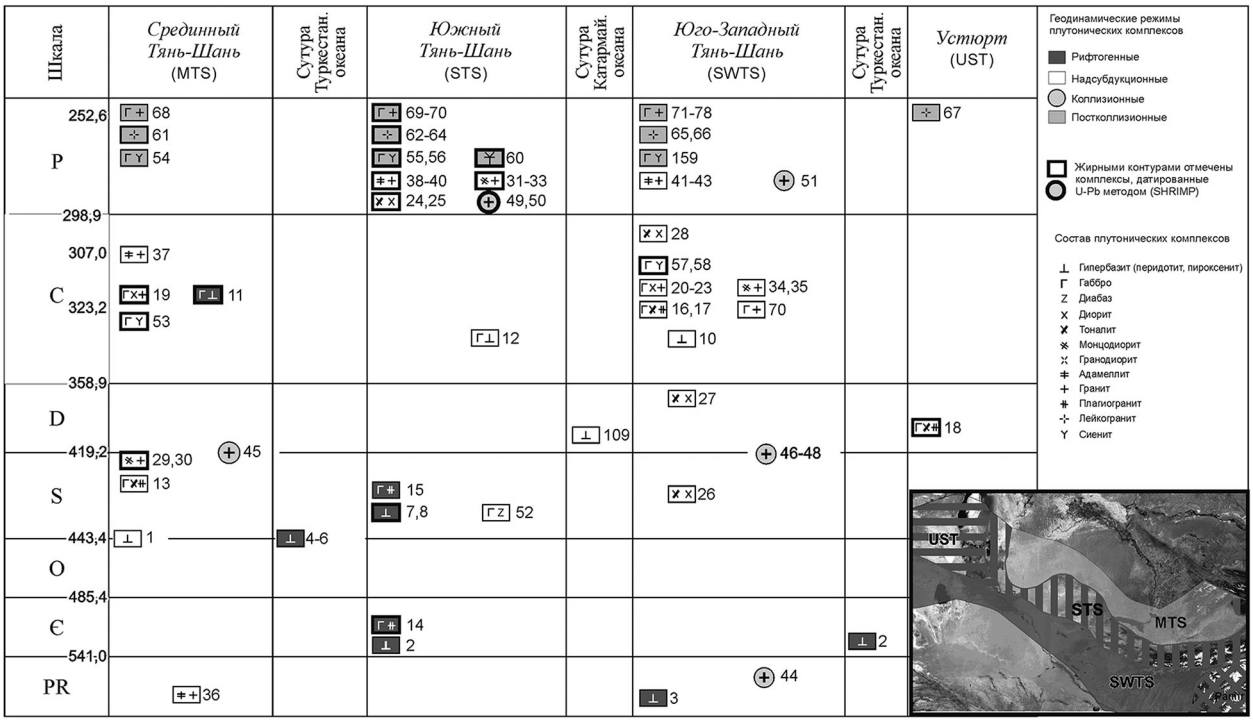


Рис. 1. Схема корреляции интрузивных комплексов Западного Тянь-Шаня (Узбекистан).

*Дунит-перидотитовая формация:*1 – касансайский ордовик-силурийский гипербазит-габбровый, 2 – султануиздагский кембрийский гипербазит-габбровый, 3 – диймалекский позднепротерозойский метагипербазитовый, 4 – учкудусайский ордовик-силурийский гипербазит-габбровый, 5 – маджерумский ордовик-силурийский гипербазит-габбровый, 6 – кумбулакский ордовик-силурийский метагипербазитовый, 7 – тескудукский силурийский гипербазит-габбро-плагиогранитовый, 8 – букантауский силурийский гипербазит-габбро-плагиогранитовый, 9 – катармайский условно девонский метагипербазитовый, 10 – кундаджуазский раннекаменноугольный гипербазит-габбровый.

Габбро-пироксенит-дунитовая формация: 11 – шавазский раннекаменноугольный пироксенит-габбровый, 12 – тебинбулакий раннекаменноугольный перидотит-пироксенит-габбровый.

Габбро-диорит-плагиогранитовая формация: 13 – каракиинский додевонский габбро-диорит-плагиогранитовый, 14 – кахралысайский кембрийский габбро-плагиогранитовый, 15 – тамдынский (дайковый) силурийский габбро-плагиогранитовый, 16 – танхазыский среднекаменноугольный габбро-тоналит-плагиогранитовый, 17 – чошский среднекаменноугольный габбро-тоналит-плагиогранитовый, 18 – зенгебобинский девонский габбро-диорит-плагиогранитовый.

Габбро-диорит-гранитовая формация: 19 – карамазарский среднекаменноугольный габбро-диорит-гранитовый, 20 – кульджуктауский средне-позднекаменноугольный габбро-гранитоидный, 21 – аткамарский среднекаменноугольный габбро-диорит-гранодиоритовый, 22 – алатагский среднекаменноугольный габбро-диорит-гранодиоритовый, 23 – зарафшанский (дайковый) средне-позднекаменноугольный диабаз-диоритовый.

Тоналит-гранодиоритовая формация: 24 – бокалинский позднекаменноугольный тоналит-трондьемитовый, 25 – актауский позднекаменноугольный трондьемитовый, 26 – чакчарский условно раннесилурийский габбро-банатитовый, 27 – каракутанский позднедевонский диорит-гранитоидно-порфировый, 28 – зеварский средне-позднекаменноугольный гранодиорит-адамеллитовый.

Монцодиорит-гранитовая формация: 29 – карабашский додевонский монцогранодиорит-адамеллитовый, 30 – каратагатинский додевонскиймонцодиорит-гранитовый, 31 – кокпатасский позднекаменноугольный монцодиорит-гранодиоритовый, 32 – мурунтауский позднекаменноугольно-раннепермский сиенодиорит-гранофировый, 33 – каттаичский позднекаменноугольный габбро-диорит-гранодиоритовый, 34 – яхтонский позднекаменноугольный монцодиорит-гранодиоритовый, 35 – шалканский позднекаменноугольно-раннепермский монцодиорит-адамеллитовый.

Адамеллит-гранитовая формация: 36 – пскемский протерозойский адамеллит-гранитовый, 37 – кызылсайский средне-позднекаменноугольный адамеллитовый, 38 – сарытауский позднекаменноугольно-раннепермский трондьемит-адамеллитовый, 39 – казахтауский позднекаменноугольно-раннепермский адамеллитовый, 40 – захкудукский позднекаменноугольно-раннепермский гранит-адамеллитовый, 41 – авгайджуманский позднекаменноугольный адамеллит-гранитовый, 42 – гиссарский позднекаменноугольный адамеллит-гранитовый, 43 – хурсантагский позднекаменноугольно-раннепермский гранитов повышенной глиноземистости.

Мигматит-гранитовая формация: 44 – сурхантау-байсунтауский протерозойский мигматит и гранито-гнейсовый.

Гранитовая формация: 45 – кызатинский верхнесилурийский гранитовый, 46 – байсунский силурийский гранит-адамеллитовый, 47 – сурханский силурийский гранитовый, 48 – бахчинский силурийский лейкогранитовый, 49 – алтынтауский позднекаменноугольный-раннепермский гранодиорит-адамеллит-гранитовый, 50 – шуракский позднекаменноугольный-раннепермский гранодиорит-адамеллитовый, 51 – каратюбе-зирабулакский позднекаменноугольный-раннепермский адамеллит-гранитовый.

Габбро-диабазовая формация: 52 – мальгузарский раннесилурийский габбро-диабазовый.

Монцонит-сиенитовая формация: 53 – алмалыкский ранне-среднекаменноугольный сиенодиорит-сиенитовый, 54 – бабайобский пермский габбро-монцонит-сиенитовый, 55 – джамансайский пермский сиенитовый, 56 – саутбайский позднекаменноугольный-раннепермский монцонит-сиенит-граносиенитовый, 57 – кынгырский среднекаменноугольный монцодиорит-сиенит-граносиенитовый, 58 – мачетлинский средне-позднекаменноугольный габбро-сиенит-граносиенитовый, 59 – алмалысайский пермский габбро-монцонит-сиенитовый.

Формация рапакиви: 60 – кошрабадский раннепермский габбро (эссексит)-сиенит-граносиенитовый.
Формация субвулканических лейкократовых гранитов: 61 – арашанский пермский гранит-лейкогранитовый, 62 – северотамдынский пермский адамеллит-ганитовый, 63 – шохетауский пермский лейкогранитовый, 64 – каратауский пермский лейкогранитовый, 65 – тозбулакский пермский гранит-лейкогранитовый, 66 – обизарангский пермский лейкогранитовый, 67 – кубатауский пермский лейкогранитовый.
Габбро-гранитовая формация: 68 – канимансурский (дайковый) пермский диабаз-гранит-порфировый, 69 – центрально-букантауский (дайковый) пермский диабаз-гранитоид-порфировый, 70 – центрально-кульджуктауский (дайковый) пермский одинит-диорит-гранитоидный, 71 – северо-нуратинский (дайковый) пермский диабаз-гранитоид-порфировый, 72 – зарабагский позднекаменноугольный габбро-гранитовый, 73 – гурмакский пермский габбро-гранитовый, 74 – поджурский пермский габбро-гранитовый, 75 – шатрутский пермский габбро-гранитовый, 76 – сангардакский (дайковый) диабаз-гранитоид-порфировый, 77 – кштутский (дайковый) диабаз-плагиогранит-порфировый, 78 – кугитангский (дайковый) пермский диабаз-гранофировый.

EVOLUTION OF THE WESTERN TIEN SHAN (UZBEKISTAN) GRANITOID MAGMATISM

Divaev F.K., Mirkamalov R.Kh.*, Dalimov R.T.*, Seltmann R.**, Konopelko D.L.****

*Institute of Mineral Resources, Tashkent, Uzbekistan, rmirkamalov@gmail.com
**CERCAMS, London, United Kingdom
**SPbSU, St.Petersburg, Russia

The Uzbek part of the WestTien Shan was studied in the Soviet time by state geological survey at a scale of 1:50 000. Currently, detailed geological studies of mining areas are being carried out. The considered territory is a province of predominant development of granitoidmagmatism, therefore, special attention has always been paid to its study.

At present, maps of magmatic formations and magmatic complexes of the Republic of Uzbekistan have been created, on which 68 volcanogenic and volcanic-sedimentary complexes and 78 intrusive or plutonic complexes have been identified and characterized. All of them were reflected on modern geological maps. Following Yu.A. Kuznetsov, the authors understands the magmatic complex as a specific association of magmatogenic rocks paragenetically closely related to each other and occupying a definite place in space and time. The term "magmatic formation" is an abstract notion in which the main features common to a series of identical or similar in composition specific magmatic complexes are generalized. They can have a different age and lie in different, often distant from each other, but the same type of geological structures. In other words, the magmatic formation is the standard for trying on specific associations (complexes). The magmatic complex is a concrete manifestation of the magmatic formation in a certain place at a certain time.

The mountain system of the Tien Shan to the west of the Talas-Fergana fault is represented by three large fold-thrust belts (Fig. 1). They form the Pre-Mesozoic folded base: MidTien Shan (Paleozoic active margin of the Kazakhstan microcontinent); SouthTien Shan (divergent fold-thrust belt, formed as a result of the closure of the Turkestan paleoceanic basin); South-West Tien Shan (Paleozoic northern margin of the Karakum microcontinent, with Ordovician volcanism and the Silurian-Lower Carbonaceous cover, complicated by the volcanic-volcanic-plutonic belt).

Each of the belts differs from others in nature of folding and magmatism. All the isolated magmatic complexes (Fig. 1) were formed in different geodynamic conditions: riftogenic, suprasubduction, collisional and post-collisional.

Riftogenic complexes, differing in age of formation, are established in all belts. On the territory of Uzbekistan there are Proterozoic, Cambrian-Silurian, Devonian and Carboniferous formations. For all that, the gabbro and hyperbasites of these ophiolite complexes are usually accompanied by tholeitic, rarely alkaline, basalts accompanying them.

Suprasubduction magmatism accompanied the subduction zones throughout the history of geological development, from the Proterozoic to the Lower Permian, and in the Carboniferous time, the comagmatic intrusive and volcanic complexes, which were close in time, were particularly wide-spread. Together they form extended volcano-plutonic belts – Beltau-Kurama and Hissar.

Collisional autochthonous granitoid complexes are fixed among Baikalides, Caledonides and Hercynids, forming large batholith-like bodies.

Plutonic post-collisional magmatism is manifested by gabbro-monzonite-syenite, gabbro-granite and leucogranite formations.

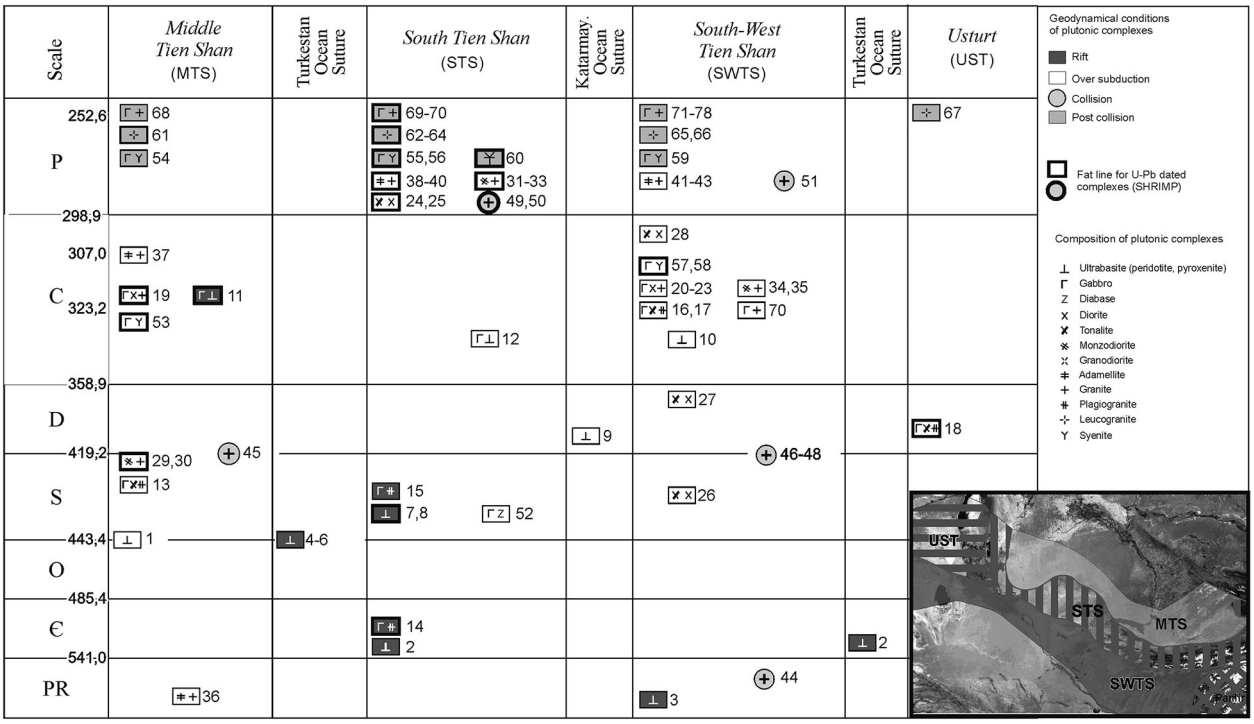


Fig. 1. Correlation pattern of West Tien Shan igneous complexes (Uzbekistan).

*Dunite-peridotite formation:*1 – Kansay Ordovician-Silurian ultrabasite-gabbro, 2 – Sultanuizdag Cambrian ultrabasite-gabbro, 3 – Diymalek Late Proterozoic meta-ultrabasite, 4 – Uchkudusay Ordovician-Silurian ultrabasite-gabbro, 5 – Madzherum Ordovician-Silurian ultrabasite-gabbro, 6 – Kumbulak Ordovician-Silurian meta-ultrabasite, 7 – Teskuduk Silurian ultrabasite-gabbro-plagiogranite, 8 – Bukantau Silurian ultrabasite-gabbro-plagiogranite, 9 – Katarmay conventional Devonian meta-ultrabasite, 10 – Kundadzhuaz Early Carboniferous ultrabasite-gabbro.

Gabbro-pyroxenite-dunite formation: 11 – Shavaz Early Carboniferous pyroxenite-gabbro, 12 – Tebinbulak Early Carboniferous peridotite-pyroxenite-gabbro.

Gabbro-diorite-plagiogranite formation: 13 – Karakiy pre-Devonian gabbro-diorite-plagiogranite, 14 – Kakhralysay Cambrian gabbro-plagiogranite, 15 – Tamdy (dyke) Silurian gabbro-plagiogranite, 16 – Tankhazy Mid Carboniferous gabbro-tonalite-plagiogranite, 17 – Chosh Mid Carboniferous gabbro-tonalite-plagiogranite, 18 – Zengeboba Devonian gabbro-diorite-plagiogranite.

Gabbro-diorite-granite formation: 19 – Karamazar Mid Carboniferous gabbro-diorite-granite, 20 – Kuldzhuktau Mid-Late Carboniferous gabbro-granitoid, 21 – Atkamar Mid Carboniferous gabbro-diorite-granodiorite, 22 – Alatag Mid Carboniferous gabbro-diorite-granodiorite, 23 – Zarafshan (dyke) Mid-Late Carboniferous diabase-diorite.

Tonalite-granodiorite formation: 24 – Bokalin Late Carboniferous tonalite-trondhjemite, 25 – Aktau Late Carboniferous trondhjemite, 26 – Chakchar conventional Early Silurian gabbro-banatite, 27 – Karakutan Late Devonian diorite-granitoid-porphyry, 28 – Zevar Mid-Late Carboniferous granodiorite-adamellite.

Monzodiorite-granite formation: 29 – Karabash pre-Devonian monzogranodiorite-adamellite, 30 – Karatagata pre-Devonian monzodiorite-granite, 31 – Kokpatass Late Carboniferous monzodiorite-granodiorite, 32 – Muruntau Late Carboniferous – Early Permian syenodiorite-granophyre, 33 – Kattaich Late Carboniferous gabbro-diorite-granodiorite, 34 – Yakhton Late Carboniferous monzodiorite-granodiorite, 35 – Shalkan Late Carboniferous – Early Permian monzodiorite-adamellite.

Adamellite-granite formation: 36 – Pskem Proterozoic adamellite-granite, 37 – Kyzylsay Mid-Late Carboniferous adamellite, 38 – Sarytau Late Carboniferous – Early Permian trondhjemite-adamellite, 39 – Kazakhtau Late Carboniferous – Early Permian adamellite. 40 – Zakhkuduk Late Carboniferous – Early Permian granite-adamellite, 41 – Avgaydzhuman Late Carboniferous adamellite-granite, 42 – Khursantag Late Carboniferous – Early Permian granites with enhanced alumina.

Migmatite-granite formation: 44 – Surkhantau – Baysuntau Proterozoic migmatite and granite-gneissic.

Granite formation: 45 – Kyzata Upper Silurian granite, 46 – Baysun Silurian granite-adamellite, 47 – Surkhan Silurian granite, 48 – Bakhcha Silurian leucogranite, 49 – Altyntau Late Carboniferous – Early Permian granodiorite-adamellite-granite, 50 – Shurak Late Carboniferous – Early Permian granodiorite-adamellite, 51 – Karatube – Zirabulak Late Carboniferous – Early Permian adamellite-granite.

Gabbro-diabase formation: 52 – Malguzar Early Silurian gabbro-diabase.

Monzonite-syenite formation: 53 – Almalyk Early – Late Carboniferous syenodiorite-syenite, 54 – Babayob Permian gabbro-monzonite-syenite, 55 – Dzhamansay Permian syenite, 56 – Sautbay Late Carboniferous-Early Permianmonzorite-syenite-granosyenite, 57 – Kyngyr Mid Carboniferous monzodiorite-syenite-granosyenite, 58 – Machetli Mid – Late Carboniferous gabbro-syenite-granosyenite, 59 – Almaysay Permian gabbro-monzonite-syenite.

Rapakivi formation: 60 – Koshrabad Early Permian gabbro-(essexite)-syenite-granosyenite.

Subvolcanic leucocratic granite formation: 61 – Arashan Permian granite-leucogranite, 62 – North Tamdy Permian adamellite-granite, 63 – Shokhetau Permian leucogranite, 64 – Karatau Permian leucogranite, 65 – Tozbulak Permian granite-leucogranite, 66 – Obizarang Permian leucogranite, 67 – Kubatau Permian leucogranite.

Gabbro-granite formation: 68 – Kanimansur (dyke) Permian diabase-granite-porphyry, 69 – Central Bukantau (dyke) Permian diabase-granitoid-porphyry, 70 – Central Kuldzhuktau (dyke) Permian odinite-diorite-granitoid, 71 – North Nuratau (dyke) Permian diabase-granitoid-porphyry, 72 – Zarabag Late Carboniferous gabbro-granite, 73 – Gurmak Permian gabbro-granite, 74 – Podzhur Permian gabbro-granite, 75 – Shatrut Permian gabbro-granite, 76 – Sangardak (dyke) diabase-granitoid-porphyry, 77 – Kshtut (dyke) diabase-plagiogranite-porphyry, 78 – Kugitang (dyke) Permian diabase-granophyre.

GRANITE MELT GENERATION IN HIGH-PRESSURE CONDITIONS OF ECLOGITE-FACIES METAMORPHISM (BELOMORIAN ECLOGITE PROVINCE, EASTERN FENNOSCANDIAN SHIELD)

Dokukina K.A., Khiller V.V.**, Dokukin P.A.****

*Geological Institute of RAS, Moscow, Russia, dokukina@mail.ru
**Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of UB RAS, Ekaterinburg, Russia, hilvervit@mail.ru
***Peoples' Friendship University of Russia, Moscow, Russia, dokukin_pa@rudn.university

The Archean Karelia and Kola paleocontinents consisting predominantly of granite-greenstone terranes and the Belomorian accretionary–collisional orogen are the main tectonic units in the eastern Fennoscandian Shield. The Belomorian tectonic province is a NW-trending segment of the Archean nucleus of the Fennoscandian Shield and is distinguished by repeated episodes of intense deformation and high- to moderate-pressure metamorphism during Archean and Paleoproterozoic. The Keret tectonic nappe at the southern margin of the Kola continent contains 3.00–2.70 Ga TTG-gneisses and greenstones and is separated from the Belomorian accretionary–collisional orogen by the Central Belomorian greenstone belt composed of older mafic–ultramafic sequence ≥2.85 Ga in age. The belt is interpreted as an ancient suture zone. The numerous eclogite bodies, variable in size and retrogressed to a certain extent, have been exposed in the eastern Fennoscandian Shield, making up the Belomorian Eclogite Province (BEP), are hosted in TTG gneisses of the Keret Unit of the Kola active continental margin [Mints et al., 2014]. BEP comprises the eclogites that arose as a result of oceanic lithosphere subduction (Salma association) and eclogitized mafic dikes (Gridino association). Gridino dyke swarm intrudes Archean gneisses of TTG compositions.

The Gridino eclogite-bearing outcrops occur in the coastal zone and on the archipelago of the White Sea near the Village of Gridino. A tectonic mélange zone ~50 km long and 10 km wide is traced along the White Sea coast from northwest to southeast. The mélange zone consists of migmatized felsic gneisses with abundant mafic enclaves. Eclogite lenses occur in the felsic gneissic matrix as strongly deformed pods or layers from tens centimeters to several meters in size. The near-meridional eclogitized Gridino mafic dyke swarm comprises predominant gabbronorite and metagabbro dykes, which range from undeformed to strongly deformed bodies.

The metamorphic evolution of the Gridino rocks includes several Archean and Paleoproterozoic stages. Metamorphism at moderate pressure and temperatures preceded or accompanied the mafic intrusion of hot magma (1030–1200 °C); the age *ca*. 3.0 Ga of igneous zircon is corresponding to the tonalite gneiss protolith formation. Injection of mafic magma 2.87-2.81 Ga ago into an active continental margin setting with heating of country rocks and isobaric cooling and solidification of mafic magma at 3.5–5.5 kbar, 550–600 °C is recorded in the Gridino dyke swarm and attributed to subduction of a mid-ocean ridge. Then all mafic and felsic rocks plunged in subduction zone and underwent eclogite facies metamorphism (minimum pressure 16-17.5 kbar). The HP anatexis near Gridino is identified at contacts between felsic and mafic rocks and was studied in detail for migmatites of the Cape Vargas (VGS-84: 65°56' N, 34°40' E). This is a small cape mainly composed of Mesoarchean migmatized leucocratic felsic gneiss with thin melanocratic interlayers; layers and fragments (from a few centimeters to a few meters in size) of mafic granulites after eclogites; and Mesoarchean eclogitized metagabbro dykes ca, 2.82 Ga in age. The metagabbroic dykes are not thick (up to a meter) and strike in the near-meridional direction. A metagabbro dyke retains its crosscutting contacts with country granite gneiss for 30 m at southern end of the cape. To the north, this dyke is deformed with bulges and pinches, folded, and fragmented into boudins. Nearly all the felsic and mafic rocks underwent partial melting during high-pressure metamorphism.

The initial stage of melting is characterized by the formation of a garnet- and phengite-bearing leucosome. Numerous thin veins (from few to tens centimeters in size) penetrate gneiss and mafic rocks and contain restite bodies and unmelted tonalite and mafic fragments. The leucosome composed of K-feldspar and K-Ba feldspar, plagioclase, quartz, Ba-bearing phengites (3.17–3.20 cations Si per 11 atoms O), mirmekite and near solidus symplectic intergrowths of clinozoisite, rare garnet and clinopyroxene. The phengite geobarometer yields the high-pressure conditions of leucosome crystallization at 14–16 kbar for 650 °C. The Bt-Grt and Grt-Cpx geothermometeres and Grt-Cpx-Pl- Qtz geobarometer yields the high-pressure granulite stage at 750–800 °C and 10.9–12.3 kbar [Dokukina and Konilov, 2011]. Zircons from granitic leucosome dated with conventional and SHRIMP II methods yielded ~2.71 Ga [Dokukina and Konilov, 2011]. Also we have used CHIME technique to date Precambrian multistage zircons from the Grt-Ph leucosome with high U, Th, Pb, and Hf concentrations (Fig. 1a), which are affected by alteration in the presence of fluid [Khiller, Dokukina, 2016]. Using Ca and K contents as indicators of damaged or contaminated zircon, three isochrons with ages of ~2.7, 2.4, and 1.9 Ga (Fig. 1b) have been obtained from data with low contents of CaO and K_2O

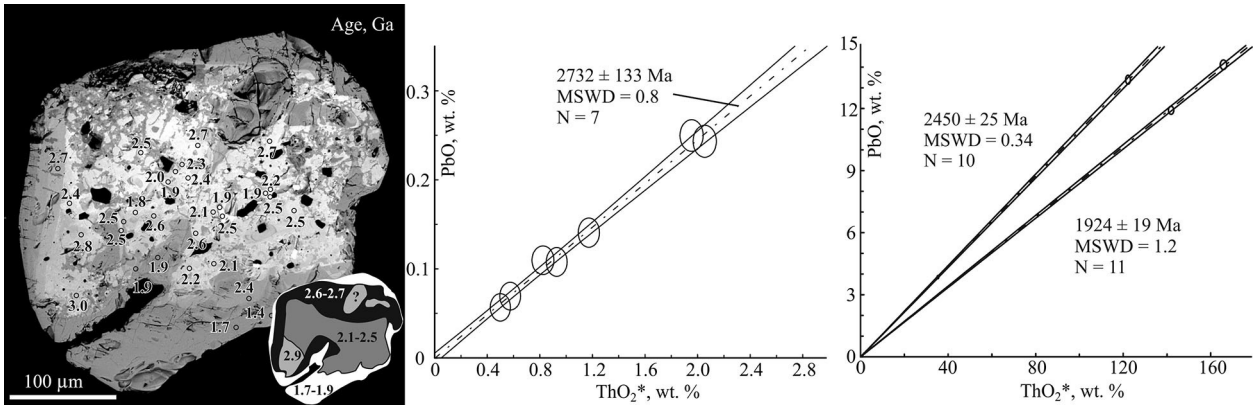


Fig. 1. Zircon from the thin section from Grt-Ph leucosome. BSE images; circles indicate points of CHIME analyses. Point ages for CHIME analyses are given in Ga. ThO_2*–PbO graph constructed on the basis of microprobe analyses of zircon grain.

(<0.03 wt %), and enough high content of PbO (>0.02 wt %). The CHIME technique readily reproduces the Archean (~2.7 Ga) and the Paleoproterozoic (~1.9 Ga) ages earlier estimated using conventional isotopic methods, including SHRIMP II technique of local isotopic dating. In addition, the Early Paleoproterozoic age with a statistic peak at ~2.4 Ga has been recorded. The CHIME method allowed us to trace the results of re-equilibration of high-radioactive Archean zircon in the presence of fluids during Early Paleoproterozoic tectonic and thermal events.

The leucosome is K-rich granite (Na_2O 2.18–3.2, K_2O 3.8–4.9 wt %) with a high content of silica (SiO_2 69.8–77 wt %), anomalously high Ba (1548–3533 ppm), a low content of the remaining trace elements, LREE-enriched (La_N/Lu_N = 6.7–68.9, Lu_N/Sm_N = 0.06–0.82) or W-shaped (La_N/Lu_N = 2.97–3.27, Lu_N/Sm_N = 1.43–2.26) REE pattern with a positive europium (Eu/Eu* = 1.1–12.4) and strontium anomalies, and very low total REE of 6–29 ppm that is whole evidences of eutectic nature of leucosome [for example, Brown, 2002].

An advanced stage of melting produced relatively large leucogranite bodies and veins (from tens centimeters to tens meters in size) that crosscut foliation in all the metamorphic rocks. The granite bodies also have a K-rich composition (Na_2O 2.76–3.9, K_2O 3.1–4.91 wt %), but with a normal content of silica (SiO_2 66.6-74.5 wt %), understated content of barium (429–858 ppm), LREE-enriched REE pattern (La_N/Lu_N = 9.7–55, Lu_N/Sm_N = 0.13–0.46), negative europium anomaly (0.3–0.6), and total REE of 110–300 ppm. Zircon grains from a granite vein were analyzed by LAM-ICP-MS, yielding an age of 2721 ± 19 Ma. This age coincides within error with a concordant age of 2713 ± 6 Ma for zircon from a sample of Grt-Ph leucosome.

Two types of granitic leucosome with contrasting geochemical signatures are typical of metamorphic terranes, which underwent partial melting; they characterize different stages of this process. The minimum-melt compositions of leucosome are inherent to the initial stage of segregation and extraction of melt. The positive Eu and Sr anomalies in leucosome can be related to the early crystallization of feldspars or to lack of feldspar in source. In contrast, leucogranites characterize the late stage of melting and form from the portions of evolved melt percolating and solidifying at the final stage of decompression.

The felsic neosome fits in the field of synthetic glasses produced by experiments on partial melting of Archean sodic metatonalite under dry conditions and 6–12 kbar pressure and of tonalite under pressure of 15–32 kbar [Patiño Douce, 2005; Watkins et al., 2007]. The REE contents, Eu/Eu* and Sr/Sr* values in leucosome, granite, and tonalite gneiss are mutually correlated (Fig. 2). This correlation characterizes the host gneisses as a source of newly formed felsic melts. Results of rough trace element modeling carried out to test a hypothesis assuming that granitic magma evolved via partial melting of the tonalite gneiss source with subsequent separation and fractional crystallization of magma. The model as a whole reproduces the tonalite gneiss melting with forming of small-volume leucogranite and garnet-phengite leucosome, which represents a residual feldspathic cumulate at degree of partial melting F = 50 %.

Localization of melting at the boundaries of contrasting in composition rocks is apparently not random. As follows from the results of experimental melting of layered crustal protoliths under dry conditions [Skjerlie et al., 1993; Skjerlie, Patiño-Douce, 1995], the rocks depleted in mobile components and thus unable to generate melts under normal conditions become more capable, if they occur at contacts with rocks containing the components, which destabilize hydrous phases and facilitate dehydration melting. In this way, anatectic granites can incorporate the elements from two or more other sources, which participate in melting [Skjerlie et al., 1993; Skjerlie, Patiño-Douce, 1995]. The field observations and microstructural patterns show that mafic rocks have been involved in melting and become

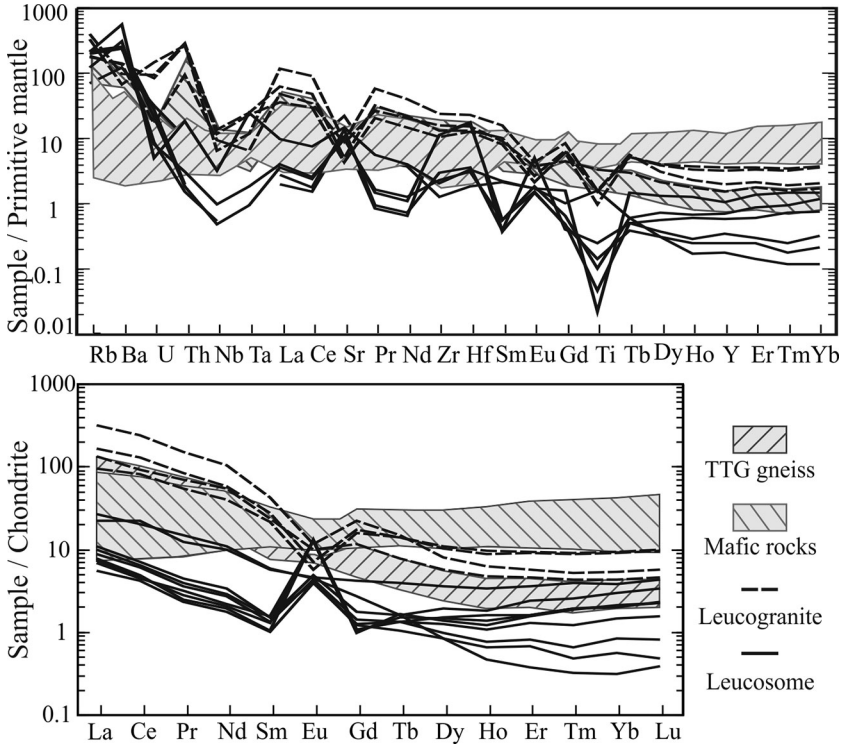


Fig. 2. Spyder and REE patterns of rocks from the Cape Vargas.

a source of elements for felsic neosome. The relationships between trace elements in granites, gneisses, and mafic rocks (fig. 2) exhibit elevated HREE concentration in leucogranites relative to the gneisses. The mafic rocks apparently were a source of HREE.

REFERENCES

Khiller V.V., Dokukina K.A. Chemical Th-U-Total Pb isochron (chime) dating of zircon from high-pressure leucosome of the Belomorian eclogite province (Gridino area, Russia) // GeoScience. 2016. № 3. P. 5-24.

Dokukina K.A., Konilov A.N. Metamorphic evolution of the Gridino mafic dyke swarm (Belomorian eclogite province, Russia). In: Ultrahigh-Pressure Metamorphism. 5 Years After the Discovery of Coesite and Diamond (eds Dobrzhinetskaya, L.F., Faryad, S.W., & Wallis, S.), Elsevier. 2011. pp. 579-621.

Brown M. Retrograde processes in migmatites and granulites revisited // Journal of Metamorphic Geology. 2002. V. 20. P. 25-40.

Mints, M.V., Dokukina, K.A., Konilov, A.N., 2014. The Meso-Neoarchaean Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution. Gondwana Research 25, 561-584.

Skjerlie K.P., Patiño Douce A.E., Johnston D.A. Fluid absent melting of a layered crustal protolith: implications for the generation of anatectic granites // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1993. V. 114. P. 365-378.

Skjerlie K.P., Patiño-Douce A.E. Anatexis of interlayered amphibolite and pelite at 10 kbarçeffect of diffusion of major components on phase-relations and melt fraction // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1995. V. 122. P. 62-78.

Patiño Douce A.E. Vapor-absent melting of tonalite at 15 - 32 kbar // Journal of Petrology. 2005. V. 46. P. 275-290.

Watkins J., Clemens J. ,Treloar, P. Archaean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0·6-1·2 GPa // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2007. V. 154. P. 91-110.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГРАНИТЫ КАТУГИНСКОГО РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ): МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОГЕНЕЗИС

Донская Т.В., Скляров Е.В.*, Гладкочуб Д.П.*, Котов А.Б.**, Ларин А.М.**, Старикова А.Е.***, Мазукабзов А.М.*, Толмачева Е.В.**, Великославинский С.Д.***

*Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, skl@crust.irk.ru
**Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия, abkotov-spb@mail.ru
***Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, a_sklr@mail.ru

Катугинское редкометальное месторождение расположено в Каларском районе на севере Забайкальского края. Оно относится к категории уникальных месторождений и по запасам Ta-Nb-Y руд является одним из крупнейших докембрийских месторождений России [Осокин и др., 2000]. С момента открытия и разведки месторождения оно было отнесено к щелочным метаморфогенным метасоматитам, приуроченным к глубинным разломам, и не имеющим связи с магматизмом [Архангельская и др., 1993, 2012; Осокин и др., 2000; и др.]. В современных сводках по магматизму и металлогении Сибири, а также Центральной и Восточной Азии [Pirajno, Santosh, 2014; Seltmanne tal., 2010] метасоматический генезис руд этого месторождения также не подвергается сомнению. По существу, авторы указанных обзоров, не имея собственных данных, просто приняли точку зрения русских геологов об его происхождении. Только в новом тысячелетии начала рассматриваться возможность магматической природы этого месторождения, в пользу которой за последние годы появилось все больше геологических, минералогических и изотопно-геохимических аргументов [Донская и др., в печати; Ларин и др., 2002, 2012; Левашова и др., 2014; Котов и др., 2015; Савельева и др., 2016; Скляров и др., 2016;Старикова и др., 2017; Шарагин и др., 2016].

Катугинский массив гранитов площадью 3 км^2 имеет сердцеобразную форму и разделяется на два блока, восточный и западный. Восточный блок сложен преимущественно арфведсонитовыми (Arf), эгирин-арфведсонитовыми (Aeg-Arf) и эгириновыми (Aeg) гранитами. В подчиненном количестве встречаются биотит-арфведсонитовые (Bt-Arf) граниты, которые образуют отдельные изолированные зоны. Arf, Aeg-Arf и Aeg граниты нередко чередуются между собой, создавая постепенные переходы от эгириновых до арфведсонитовых разностей. Западный блок Катугинского массива сложен, в основном, биотитовыми (Bt) и биотит-рибекитовыми (Bt-Rbk) гранитами. Только в северной части западного блока отмечается узкая полоса, сложенная Arf, Aeg-Arf и Aeg гранитами, которая рассматривается нами как СЗ продолжение восточного блока. Предполагается, что Bt и Bt-Rbk граниты являются наиболее ранними образованиями массива, а последующее внедрение Bt-Arf гранитов предшествовало появлению Arf, Aeg-Arf и Aeg гранитов.

U-Pb возраст по циркону (ID TIMS) Aeg-Arf гранитов восточного блока составляет 2066 ± 6 млн лет [Ларин и др., 2002]. Близкий возраст (2055 ± 7 млн лет) имеют цирконы из рудного обособления в Aeg-Arf граните восточного блока (U-Pb возраст по циркону (ID TIMS) [Котов и др., 2015]). Подобное совпадение оценок возраста позволило предположить, что формирование Катугинского редкометального месторождения генетически связано с процессами становления массивов щелочных гранитов катугинского комплекса.

Выделяется три группы близких по составу гранитов: первая группа – Bt и Bt-Rbk граниты западного блока; вторая группа – Bt-Arf граниты восточного блока; третья – Arf, Aeg-Arf и Aeg граниты восточного блока.

Bt и Bt-Rbk граниты первой группы сложены в основной массе альбитом, калишпатом, кварцем (эти минералы являются главными и в гранитах двух других групп), а также темноцветными минералами – биотитоми рибекитом. В большинстве случаев калиевый полевой шпат содержит пертитовыевростки альбита. Биотит представлен аннитом, содержание MgO в нем нередко ниже предела обнаружения и не превышает 1 мас. %. Для рибекитов характерно практически полное отсутствие в химическом составе магния и титана, содержание K_2O в них не превышает 1 мас. %. Основные акцессорные минералы представлены флюоритом, цирконом, ильменитом, фторапатитом, монацитом, ксенотимом, ферроколумбитом, в то же время иногда могут присутствовать пирохлор, бастнезит, флюоцерит и твейтит. По химическому составу граниты представлены в основном умеренно- и высокоглиноземистыми разностями и характеризуются относительно высокими концентрациями CaO, а также минимальными из всех изученных гранитов содержаниями F. Для гранитов этой группы допускается преимущественно коровый источник при некотором добавлении мантийного материала. Предполагается, что кристаллизация этих гранитов происходила из умеренно-высокоглиноземистого расплава с повышенными концентрациями кальция и умеренными содержаниями фтора. Расплавы подобного состава являются наименее благоприятными для кристаллизации рудных минералов.

В Bt-Arf гранитах второй группы биотит по составу соответствует фторанниту, содержание MgO в нем не превышает 0.4 мас. %, концентрация TiO_2 варьирует от 1.5 до 4.0 мас. %. Авфведсонит характеризуется высокой железистостью (содержание MgO не превышает 0.5 мас. %), умеренной титанистостью (0.7–1.0 мас. % TiO_2) и относительно высокими концентрациями калия (1.7–2.0 мас. % K_2O). Иногда отмечаются значимые содержания цинка (до 1 мас. % ZnO). Среди акцессорных минералов преобладают циркон, иттрофлюорит, в меньших количествах встречаются флюоцерит и пирохлор. По химическому составу граниты второй группы принадлежат главным образом к типу пересыщенных щелочами гранитов, для них характерны высокие содержания CaO и Y, а также умеренно высокие концентрации Na_2O и F. Для Bt-Arf гранитов предполагается смешанный мантийно-коровый источник. Допускается, что инициальный для гранитов расплав мог иметь пересыщенный щелочами состав с повышенными содержаниями кальция и умеренновысокими концентрациями фтора.

В Arf, Aeg-Arf и Aeg гранитах темноцветные минералы не показывают значимых различий в химическом составе. Arf ведсониты содержат 0.7–1.1 мас. % TiO_2 и имеют высокие концентрации K_2O, варьирующие от 1.4 до 1.7 мас. %, а также повышенные содержания фтора (до 2.2 мас. %), иногда лития (0.6–0.8 мас. % Li_2O) [Шарыгин и др., 2016], нередко содержат значимые количества цинка (0.5–2.5 мас.% ZnO). Эгирины характеризуются практически идеальным составом, содержание алюминия в них составляет 0.3–1.3 мас. %, а CaO не превышает 0.1 мас. %. Набор акцессорных минералов в Arf, Aeg-Arf и Aeg гранитах очень разнообразен, в преобладающих количествах встречаются циркон, пирохлор, бастнезит, флюоцерит, твейтит, колумбит, гагаринит, криолит и другие фторалюминаты, в том числе бариевые [Старикова и др., 2017]. Граниты относятся к группе пересыщенных щелочами гранитов, характеризуются чрезвычайно низкими содержаниями CaO, повышенными концентрациями Na_2O и F, а также в большинстве своем очень высокими содержаниями Zr, Hf, Nb, Ta. На основании геохимических и изотопных данных сделано предположение, что источником гранитов третьей группы могли быть производные базальтовых магм, отделенные от источника OIB типа, при добавлении некоторого количества корового материала в область магмагенерации. Предполагается, что родоначальным для гранитов этой группы мог быть пересыщенный щелочами низкокальциевый высокофтористый кремнекислый расплав, который наиболее продуктивен для кристаллизации рудных минералов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РНФ (проект № 16-17-10180), минералогические исследования частично выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-35-60054-мол-а-дк).

ЛИТЕРАТУРА

Архангельская В.В., Казанский В.И., Прохоров К.В., Собаченко В.Н. Геологическое строение, зональность и условия образования КатугинскогоTa-Nb-Zr-месторождения (Чаро-Удоканский район, Восточная Сибирь) // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35. № 2. С. 115-131.

Архангельская В.В., Рябцев В.В., Шурига Т.Н. Геологическое строение и минералогия месторождений тантала России. Минеральное сырье, № 25, М.: ВИМС, 2012, 318 с.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Скляров Е.В., Котов А.Б., Ларин А.М., Старикова А.Е., Мазукабзов А.М., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д. Происхождение палеопротерозойских гранитов Катугинского массива // Петрология (в печати).

Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ларин А.М., Гладкочуб Д.П., Сальникова Е.Б., Скляров Е.В., Толмачева Е.В., Донская Т.В., Великославинский В.Д., Яковлева С.З. Новые данные о возрасте оруденения уникального Катугинскогоредкометального месторождения (Алданский щит) // Докл. АН. 2015. Т. 463. № 2. С. 187-191.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И, Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Иванов В.Э. О возрасте КатугинскогоTa-Nb месторождения (Алдано-Становой щит: к проблеме выделения новой глобальной редкометальной металлогенетической эпохи // Докл. АН. 2002. Т. 383. № 6. С. 807-811.

Левашова Е.В., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Лупашко Т.Н., Ильченко Е.А. Редкие элементы в цирконе из пород Катугинского редкометального месторождения // Записки Российского минералогического общества. 2014. Ч. 143. № 5. С. 17-31.

Осокин Е.Д., Алтухов Е.Н., Кравченко С.М. Критерии выделения, особенности формирования и локализации гигантских месторождений редких элементов // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 4. С. 389-396.

Савельева В.Б., Базарова Е.П., Хромова Е.А., Канакин С.В. Фториды и фторкарбонаты в породах катугинского комплекса (Восточная Сибирь) как индикаторы геохимических условий минералообразования // Записки Российского минералогического общества. 2016. Т. 145. № 2. С. 1-19.

Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Котов А.Б., Старикова А.Е., Шарыгин В.В., Великославинский С.Д., Ларин А.М., Мазукабзов А.М., Толмачева Е.В., Хромова Е.А. Генезис Катугинскогоредкометалльного месторождения: магматизм против метасоматоза // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 3. С. 9-22.

Старикова А.Е., Шарыгин В.В., Скляров Е.В. Бариевые фторалюминаты Катугинского редкометального месторождения, Забайкальский край // Докл. АН. 2017. Т. 472. № 2.

Pirajno F., Santosh M. Rifting, intraplate magmatism, mineral systems and mantle dynamics in central-east Eurasia: An overview // Ore Geology Reviews, 2014, vol. 63, 265-295.

Seltmann R., Soloviev S., Shatov V., Pirajno F., Naumov E., Cherkasov S. Metallogeny of Siberia: tectonic, geologic and metallogenic settings of selected significant deposits // Australian Journal of Earth Science, 2010, vol. 57, no. 6, p. 655-706.

PALEOPROTEROZOIC GRANITES OF THE KATUGIN RARE-METAL ORE DEPOSIT (ZABAYKALSKY KRAI): MINERALOGY, GEOCHEMISTRY, PETROGENESIS

Donskaya T.V., Sklyarov E.V.*, Gladkochub D.P.*, Kotov A.B.**, Larin A.M.**, Starikova A.E.***, Mazukabzov A.M.*, Tolmacheva E.V.**, Velikoslavinsky S.D.***

*Institute of the Earth crust SB RAS, Irkutsk, Russia, skl@crust.irk.ru
**Institute of geology and geochronology of Precambrian RAS, St.-Petersburg, Russia, abkotov-spb@mail.ru
***Institute of geology and mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia, a_sklr@mail.ru

The Katugin raremetal deposit is located in the Kalar district in the north of the Trans-Baikal Territory. This unique deposit is one of the largest Russian Precambrian bodies in its Ta-Nb-Y ore reserves [Osokin et al., 2000].The discovered and explored deposit was attributed to the alkali metamorphic metasomatic rocks confined to deep faults and having no relation to magmatism [Arkhangel'skaya et al., 1993, 2012; Osokin et al., 2000; etc.]. Recent reports on the magmatism and metallogeny of Siberia, as well as of Central and East Asia [Pirajno, Santosh, 2014; Seltmann et al., 2010], do not question the metasomatic genesis of the ore at this deposit. In fact, the authors of these reports, without any of their own data, simply accepted the opinion of Russian geologists on its origin. Meanwhile, the last decade was marked by a widely approved alternative point of view on the magmatic genesis of the Katugin deposit related to alkali granites, relying upon new mineralogical, geochemical and geochronological data [Donskaya et al., in press; Larin et al., 2002, 2015; Levasheva et al., 2014; Kotov et al., 2015; Savel'eva et al., 2016; Sklyarov et al., 2016; Sharygin et al., 2016; Starikova et al., 2017].

The Katugin massif (square 3 km^2) has a curved heart-like shape and consists of two segments – eastern and western. The eastern segment of the Eastern Katugin massif is composed by aegerine (Aeg), aegirine-arfvedsonite (Aeg-Arf), arfvedsonite (Arf) granites and to a less extend – by biotite-arfvedsonite (Bt-Arf) granites. The latter compose separate isolated zones. Arf, Aeg-Arf and Aeg granites usually grade one to another with transition from aegirine- to arfvedsonite-bearing varieties. Biotite (Bt) and riebeckite-biotite (Rib-Bt) granites compose the western segment. Only the narrow contact zone in the northern part of this segment is composed by Arf and Aeg-Arf granites, and it is possible that this narrow strip is the continuation of the eastern segment. Perhaps, Bt and Bt-Rbk granites are the earliest, then were intruded Bt-Arf granites, and Arf, Aeg-Arf and Aeg grnites are the latest.

U-Pb of zircon (ID TIMS) in Aeg-Arf granite of the Eastern segmentis 2066 ± 6 Ma [Larin et al., 2002]. Zircon from ore segregation in Aeg-Arf granite of the Eastern segment has similar age (2055 ± 7 Ma, U-Pb, zircon (ID TIMS) [Kotov et al., 2015]). Such a similarity of age estimations is a reason for supposition that formation of the Katugin rare metal ore deposit was genetically related to the process of intrusion of alkaline granites of the Katugin complex.

Three groups of similar on chemical composition granites have been distinguished: first group – Bt and Bt-Rbk granites of the Western segment; second group – Bt-Arf granite of the Eastern segment; third group – Arf, Aeg-Arf and Aeg granites of the Eastern segment.

Bt and Bt-Rbk granites of the first group are composed of albite, K-feldspar, quartz (these minerals are also the main phases of the granites of other two groups) and mafic minerals – biotite and riebeckite. In many cases K-feldspar is pertitic. Biotite is annite, content of MgO in it is sometimes below of detection limit and doesn't exceeds 1 wt %. Absence of magnesium and titanium is typical for the riebeckites, content of K_2O in them doesn't exceed 1 wt %. Main accessory minerals are fluorite, zircon, ilmenite, F-apatite, monazite, xenitime, ferrocolumbite. Sometimes pyrochlore, baestnesite, fluocerite and tveitite are present. According to chemical composition the granites are represented by high-Al varieties and are characterized by relatively high CaO content and minimal among all investigated granites F concentrations. We suppose predominantly crustal source for the granites of this group with minor addition of mantle material. The granites were likely crystallized from moderate- high-Al melt with heightened content of calcium and moderate of fluorine. Such a melt are the less favorable for ore mineral crystallization.

In Bt-Arf granite of the second group biotites correspond on chemical composition to fluorannite, content of MgO doesn't exceed 0.4 wt %, and TiO_2 concentrations vary from 1.5 to 4.0 wt %. Arf vedsonites are characterized by high Fe content (content of MgO doesn't exceed 0.5 wt %), moderate titanium content (0.7 – 1.0 wt % of TiO_2) and

relatively high potassium content (1.7–2.0 wt % of K_2O). Sometimes zinc is fixed (up to 1 wt % of ZnO). Accessory minerals are zircon, Y-fluorite, in less degree – fluocerite and pyrochlore. According to chemical composition granite of the second group is alkali oversaturated, it has high concentrations of CaO and Y, and a moderately high of Na_2O and F. We suppose mixed mantle-crustal source for the Bt-Arf granite. The initial for the granite melt was likely oversaturated by alkali with heightened content of calcium and moderate content of fluorine.

In Arf, Aeg-Arf and Aeg granites mafic minerals do not differ significantly on chemical composition. Arf vedonite contains 0.7–1.1 wt % of TiO_2 and has relatively high concentrations of K_2O, varying from 1.4 to 1.7 wt %, and also heightened concentrations of F (up to 2.2 wt %), sometimes of Li (0.6–0.8 wt % of Li_2O) and Zn (0.5–2.5 wt % of ZnO) [Sharygin et al., 2016]. Aegirine has almost ideal composition, content of Al_2O_3 is 0.3–1.3 wt %, and content of CaO doesn't exceed 0.1 wt %. Accessory minerals in Arf, Aeg-Arf and Aeg granites are zircon, pyrochlore, bastnaesite, fluocerite, tveitite, columbite, gagarinite, cryolite and other fluoraluminates, including Ba-ones [Starikova et al., 2017]. Granites belong to alkali oversaturated group and are characterized by extremely low CaO content and heightened concentrations of Na_2O and F, and in many cases by very high content of Zr, Hf, Nb, Ta. According to geochemical and isotopic data we suppose that the granites are derivatives of basaltic magma, separated from OIB source with a minor addition of crustal material. Initial for the granites melt was likely alkali oversaturated, richin F and poor in Ca, that was favorable for ore minerals crystallization.

The work was supported by the Russian Science Foundation (project no. 16-17-10180), mineralogical studies were partly supported by RFBR (project no. 16-35-60054-mol-a-dk).

REFERENCES

Arkhangel'skaya V.V., Kazanskii V.I., Prokhorov K.V., Sobachenko V.N. Geological structure, zoning, and conditions of formation of the Katuginskoe Ta-Nb-Zr deposit (Chara–Udokam district, East Siberia) // Geology of Ore Deposits, 1993, 35, 115-131.

Arkhangel'skaya V.V., Ryabtsev V.V., Shuriga T.N. Geological structure and mineralogy of the tantalum deposits of Russia. 2012, VIMS, Moscow (in Russian).

Donskaya T.V., Gladkochub L.P., Sklyarov E.V., Kotov A.B., Larin A.M., Starikova A.E., Mazukabzov A.M., Tolmacheva E.V., Velikoslavinsky S.D. Nature of Paleoproterozoic granites of the Katuginmassif // Petrology (in press).

Kotov A.B., Vladykin N.V., Larin A.M., Gladkochub D.P., Salnikova E.B., Sklyarov E.V., Tolmacheva E.V., Donskaya T.V., Velikoslavinsky S.D., Yakovleva S.Z. New data on the age of ore formation in the unique Katugin rare metal deposit (Aldan Shield) // Doklady Earth Sciences, 2015, 463, 663-667.

Larin A.M., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovalenko V.I., Kovach V.P., Yakovleva S.Z., Berezhnaya N.G., Ivanov V.E. Age of the Katugin Ta-Nb deposit, Aldan–Stanovoi Shield: evidence for the identification of the global rare metal metallogenic epoch // Doklady Earth Sciences, 2002, 383, 336-339.

Larin A.M., Kotov A.B., Vladykin N.V., Gladkochub D.P., Kovach V.P., Sklyarov E.V., Donskaya T.V., Veklikoslavinskii S.D., Zagornaya N.Yu., Sotnikova I.A. Rare metal granites of the Katugin complex (Aldan Shield): sources and geodynamic formation settings // Doklady Earth Sciences, 2015, 464, 889-893.

Levashova E.V., Skublov S.G., Marin Yu.B., Lupashko T.N., Ilchenko E.A. Trace elements in zircon from the rocks of the Katugin rare metal deposit // Zapiski RMO, 2014, 143(5), 17-31.

Osokin E.D., Altukhov E.N., Kravchenko S.M. 2000. Criteria and formation and localization conditions of giant rare element deposits // Geology of Ore Deposits 42, 351-357.

Pirajno F., Santosh M. Rifting, intraplate magmatism, mineral systems and mantle dynamics in central-east Eurasia: An overview // Ore Geology Reviews, 2014, vol. 63, 265-295.

Savel'eva V.B., Bazarova E.P., Khromova E.A., Kanakin S.V. Fluorides and aluminofluorides in rocks of the Katugin Complex (East Siberia) as indicators of geochemical conditions of mineral formation // Zapiski RMO, 2016, vol. 145, no. 2, p. 1-19.

Seltmann R., Soloviev S., Shatov V., Pirajno F., Naumov E., Cherkasov S. Metallogeny of Siberia: tectonic, geologic and metallogenic settings of selected significant deposits // Australian Journal of Earth Science, 2010, vol. 57, no. 6, p. 655-706.

Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Kotov A.B., Starikova A.E., Sharygin V.V., Velikoslavinsky S.D., Larin A.M., Mazukabzov A.M., Tolmacheva E.V., Khromova E.A. Genesis of the Katugin rare-metal ore deposit: magmatism versus metasomatism // Russian Journal of Pacific Geology, 2016, 10, 155-167.

Sharygin V.V., Zubkova N.V., Pekov I.V., Rusakov V.S., Ksenofontov D.A., Nigmatulina E.N., Vladykin N.V., Pushcharovsky D.Yu. Lithium-containing Na–Fe-amphibole from cryolite rocks of the Katuginrare-metal deposit (Transbaikalia, Russia): chemical featuresand crystal structure // Russian Geology and Geophysics, 2016, vol. 57, pp. 1191-1203.

Starikova A.E., Sharygin V.V., Sklyarov E.V. Ba-dominant Fluoroaluminates from the Katugin Rare-Metal Deposit (Transbaikalia, Russia) // Doklady Earth Sciences, 2017, Vol. 472, Part 1, pp. 67-71.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ, ГЕОДИНАМИКА И ИЗОТОПИЯ ГРАНИТНОГО МАГМАТИЗМА ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЛЯПИНСКОГО УРАЛА

Душин В.А.

Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия,
Vladimir.Dushin@m.ursmu.ru

Региональные исследования (ГДП-200/2) последнего десятилетия подтвердили перспективность Маньхамбовского блока Приполярного Урала в отношении рудных полезных ископаемых. Последний представляет из себя крупный сегмент южной части Ляпинской структурно-формационной зоны (СФЗ) входящей в состав Уральского межплитного складчатого пояса. Это сложный гетерогенный породный ансамбль структурно-вещественных ассоциаций, различных геотектонических режимов и геодинамических обстановок реализованных в конкретных тектонических и металлогенических элементах районирования.

В Ляпинском мегаблоке в результате разновозрастных конструктивно-деструктивных и рифтогенных процессов появилась система сложнопостроенных складчато-блоковых и складчато-надвиговых структур интерференционного типа В ядрах положительных структур на эрозионный уровень выведены наиболее древние образования земной коры, среди которых самыми крупными являются Няртинская и Маньхамбовская антиформы. К их сводовым частям приурочены выступы дорифейского фундамента и наиболее древние полихронные гранитоидные серии - мигматит-гранитовая (PR_1) и гранитовая формации (RF_2). В свою очередь, в отрицательных структурах сохранились фрагменты палеозойского чехла палеоконтинента, сложенного осадочными фациями шельфа (Елецкая СФЗ). Кроме того на востоке палеозойские комплексы, относимые к активизированному чехлу байкалид Маньхамбовского блока, слагают Присалатимский аллохтон шовного типа. Этот тектонический пакет представляет собой зону сгруживания структурно-вещественных комплексов сланцевого типа в лежачем крыле надвигов системы Главного уральского глубинного разлома. Кроме того в палеоконтинентальной части структуры проявлена серия субпараллельных швов как ограничивающих Маньхамбовский блок с запада, так и рассекающих последний на ряд пластин и контролирующих полигенное и полихронное оруденение (Кулемшорско-Маньхамбовская, Собско-Салатимско-Нундерминская зоны).

Важным вопросом, во многом определяющим металлогенические перспективы, особенно в части локализации ресурсного потенциала, является проблема расчленения рифейско-кембрийского сальнеро-маньхамбовского гранитного (объединяет все граниты Ляпинского антиклинория) комплекса выделенного М.В. Фишманом в 1964 г. и отвечающего, судя по Легенде, за все возможное оруденение – «вольфрамовое, молибденовое, редкометалльное, редкоземельное и золотое».

Имеющаяся в настоящее время информация, в том числе и по результатам ГДП-200/2 Маньхамбовской площади, позволяет достаточно корректно расчленить данный комплекс, выделив самостоятельный среднепозднерифейский маньхамбовский внутриплитный гранитный и венд-кембрийский коллизионный сальнерский гранит-лейкогранитовый комплексы. Возраст и самостоятельность первого обосновывается следующими данными:

– интрудирование (с образованием роговиков) среднерифейских отложений маньхобеинской и щокурьинской RF_{1-2} свит в районе истоков рек Правый Укъю, Правый и Левый Маньняйс, и перекрытие их грубозернистой пачкой хобеинской свиты верхнего рифея с конгломератами и корой выветривания в основании, содержащими гальку гранитов в районе выс. 850.1 (т.н. 13-222-2), г. Мань-Хапхартуйтумп (650.0) и др.;

– состав кварцитопесчаников хобеинской свиты позднего рифея и их геохимический облик практически полностью соответствуют составу перекрываемых ими гранитов.

– гранитоиды рифея претерпели региональный метаморфизм эпидот-амфиболитовой ступени в отличие от зеленосланцевой фации пород сальнерского комплекса;

– внутренняя текстурно-структурная и минералого-геохимическая дискордантность гранитов внешним контурам массива;

– данные изотопно-геохронологических исследований С.С. Щербина U-Pb-методом по ураноториту показали значения в 1.1 млрд лет из цемента конгломератов хобеинской свиты [Щербин, 1974]. Следует заметить, что источником ураноторита являются только ранние пегматиты либо альбитит-грейзеновые формации из маньхамбовских гранитоидов и мигматит-гранитовых протоманьхамбовских (?) ассоциаций. На это указывают также значения, полученные в ВИМСе Л.В. Суминым с датировками 1.5–2.5–3.0 млрд лет. Наши определения по магматическим цирконам U-Pb-методом из пробы крупнозернистых гранитов показали значения 1.32 млрд лет, в том числе из этой же пробы модельный возраст Sm-Nd-методом также дал близкую величи-

ну – 1.42 млрд лет [Душин, 2009]. Довендский возраст гранитов маньхамбовского комплекса подтверждается и изотопными U-Pb-датировками цирконов (608 ± 20 млн лет и 618 ± 18 млн лет) из умереннощелочных габброидов, интрудирующих массив (т.н. М-07-8-4). Малые тела и дайки этих пород установлены как внутри массива, так и по его эндоконтакту. Кроме того, в настоящее время получено большое количество U-Pb-значений возраста по аналогичным гранитам из массивов: Ровный (611–630 млн лет; 1.8 млрд лет); Хартесский (630 млн лет); Кулемшорский (631 млн лет), что убедительно свидетельствует о наличии в регионе гранитоидов средне-позднерифейского возрастного диапазона.

Самостоятельность более молодого сальнерского гранит-лейкогранитового коллизионного комплекса кроме геологической и территориальной обособленности (включая небольшие самостоятельные тела внутри Маньхамбовского массива) определяется значительными петро-геохимическими отличиями, выраженными в более высоком содержании кремнезема, извести и низкой концентрации оксидов железа и магния, а также относительно первых пониженными концентрациями редкоземельных элементов и хрома.

Его возрастное положение определяется интрудированием рифейско-вендских отложений саблегорской свиты при параметрах по изотопии цирконов: (U-Pb SHRIMP) 501 ± 3 Ma, 509 ± 5 Ma, 513 ± 5 Ma, 523 ± 4.7 Ma, 513 Ma, 522 Ma, что отвечает позднему венду–среднему кембрию [Удоратина, 2006; Душин, 2008].

Металлогеническую специализацию Маньхамбовского блока в основном определяют радиоактивные и редкие металлы, многочисленные проявления которых выявлены в разные годы геологами-съемщиками в обрамлении одноименного массива. Они контролируются, как это сейчас представляется, не только позднерифейским несогласием, но и активизированной Кулемшорско-Маньхамбовской шовной зоной.

Последняя включает собственно редкоземельно-редкометалльные, урановые и торий-урановые комплексные оруденения (с юга на север): Ыджытляга (Th, U, TR), Ук-ю (Th-TR-U-Au), МАН-9 (Fe-TR-Au), Южное (Th-TR-U-Au-Pt), Турман (Th-TR-U-Au, МПГ, Ag), Неизвестное (Th-U, TR-Au, МПГ, Ag), Редка I, II (U, Th). Наиболее значимыми в Маньхамбовском блоке являются – Маньхамбовский и Турупьинский рудные районы [Душин, 2008].

Маньхамбовский рудный район как потенциально перспективная территория на уран выявлен в 60-е гг. XX века. Работами последних лет Верхнетольинской партии ОАО УГСЭ (Мезенов и др. 2009) включая и наши исследования 2006–2016 гг. в том числе в рамках ГДП-200/2, была установлена серия рудоносных зон стратиформного типа с локальными участками рудного обогащения полезными компонентами (U,Th,REE,TR,Au, МПГ, Ag) и высокой радиоактивностью более 500 мкр/час. Мощность отдельных рудных прослоев колеблется от нескольких см до 1.0 м, а серии сближенных прослоев образуют рудоносные пачки средней мощностью 1–3 м. и более. Протяженность последних в северной части (рудопроявление Турман) колеблется в пределах от 2.5–3.5 до 11 км, в центральной – 18 км, а в южной более 18 км. Суммарная протяженность рудоносной зоны около 60 км. Содержание урана в рудных зонах изменяется от 0.01 до 0.52 %, тория от 0.07 до 4.4 %, тантала от 0.001 до 0.029 %, ниобия от 0.008 до 0.4 %, циркония от 0.05 до 7.95 %, редких земель от 0.05 до 3.95 %. Кроме того на рудопроявлении “Спорном” в редкометалльно-урано-ториевой рудной зоне оконтурен штокообразный (300 × 250 м) высокоинтенсивный комплексный (Pb,Zn,Ag,Cu,Bi) ореол серебра интенсивностью 0.9–170 г/т, прослеженный на глубину до 200 м. За исключением платиноидов основной геохимический спектр руд подтвержден минералогически (около 50 минералов). Что касается золота, то в 10 килограммовой пробе отмытой из шурфа на рудопроявлении “Южном” нами установлены единичные знаки золота рудного облика размером до 0.1 мм в ассоциации с ортитом, уранинитом, ильменитом, пирохлором, монацитом, фергусонитом, форманитом, пиритом, халькопиритом и самородной медью. Естественная радиоактивность руд достигает 6800 мкр/час.

Несколько особняком в ряду редкометалльных объектов стоит рудопроявление железистых кварцитов МАН-9, расположенное в юго-восточной части Маньхамбовского массива, руды которого сложены преимущественно магнетитом, редко мартитом и гематитом и приурочены к выходам рифейско-нижнепротерозойских кристаллических сланцев. Магнетитовые руды залегают в виде дислоцированных пластов переменной мощности от 1 см до 10–30 м. Среднее содержание железа 20–55 %, фосфора 0.20–0.4 %, серы до 0.1 %. В рудах отмечаются высокие содержание редких и радиоактивных металлов ΣLn + Y – 456 г/т, Cs – 365 г/т, Th – 36 г/т, U – 3.5 г/т, Nb – 31 г/т, Au – 0.057 г/т, а по данным ВИМС концентрации редких земель может доходить до 1 %. К северу от рудопроявления “Неизвестное” в восточном обрамлении Ильяизской вулканно-плутонической структуры венд-кембрийского возраста в пределах Кулемшорско-Маньхамбовской шовной зоны были установлены монцосиениты и трахириолиты, с которыми генетически может быть связано промышленное редкометалльное оруденение (Ta,Nb), а еще севернее в вулканитах саблегорской свиты установлены уран-молибденовые проявления Редка I и II, сопровождающиеся широкими ореолами березитов и эйситов. Очень важными, и мы заостряем на этом внимание, с точки зрения промышленной значимости, являются

урановые проявления нетрадиционного гипогенно-гипергенного типа в современных торфяниках относимые согласно классификации МАГАТЭ к поверхностному геолого-промышленному типу (Моховое I, II, Малдизское и др.). Проба озоленного торфа, взятая из шурфа, показала первые проценты урана (при очень низком тории), около 0.3 % ΣREE и 0.15 % иттрия. Анализ геолого-структурной позиции урановосных торфяников свидетельствует об их пространственной приуроченности к отрицательным формам рельефа в эндоконтактовой части гранитоидного массива вблизи, либо внутри эндогенных рудоносных зон, локализуясь, как правило, в узлах пересечения крупных северо-западных и субширотных нарушений.

В связи с вышеизложенным можно констатировать, что в пределах Маньхамбовского блока возможно ожидать обнаружение средних месторождений комплексных руд, где главными компонентами являются тантал, ниобий, редкие земли уран, торий, а попутными – бериллий, серебро, золото, платиноиды ?, возможно апатит, флюорит, циркон, полевой шпат.

ЛИТЕРАТУРА

Душин В.А., Фауст А.В. Рифейский гранитный магматизм и металлогения Маньхамбовского блока // Региональная геология и металлогения. № 35. 2008. С. 25-33.

Душин В.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. Возраст и геодинамическая позиция гранитоидов Маньхамбовского блока (Северный Урал): U-Pb и Sm-Nd изотопная систематика и геохимические ограничения // Изотопные системы и время геологических процессов: IV Российск. конф. по изотопной геохронологии. СПб., 2009. Т. 1. С. 125-127.

Удоратина О.В. и др. Возраст гранитоидов Маньхамбовского и Ильяизского массивов (Северный Урал): U-Pb данные // ДАН. 2006. Т. 406. № 6. С. 810-815.

Щербин С.С. Взаимоотношение разновозрастных гранитоидов с доордовикскими осадочно-метаморфическими породами в районе Маньхамбо на Приполярном Урале / Тез. докл. III Уральского петрограф. совещ. // Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Свердловск, 1974. С. 62-64.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ, ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

*Дьячков Б.А.**, Ойцева Т.А.*, Мизерная М.А.*, Кузьмина О.Н.*, Зимановская Н.А.**

*Восточно-Казахстанский государственный технический университет им. Д. Серикбаева, Усть-Каменогорск, Казахстан, tatiana.oitseva@gmail.com
**ТОО «Алтайский геолого-экологический институт», Усть-Каменогорск, Казахстан, bdyachkov@mail.ru

Рассматриваемая территория входит в состав Центрально-Азиатского подвижного пояса, расположена на северо-западном фланге Алтае-Алашаньской мобильной зоны, огибающей с юга Сибирскую платформу. Накопленный большой фактический материал по геологии, тектонике и металлогении на протяжении десятилетий традиционно увязывался с позиций классической геосинклинальной гипотезы [Геология…, 1967, 1974]. Здесь выделялись Иртыш-Зайсанская и Чингиз-Тарбагатайская складчатые системы, включающие структурно-формационные зоны, рудоносные структуры со своим набором геологических и рудных формаций. Не вдаваясь в подробный анализ новых мобилистских гипотез по тектонике литосферных плит, можно отметить прогрессивность представлений о наличии значительных горизонтальных перемещений блоков земной коры (ЗК), в противоположность геосинклинальной гипотезы фиксизма, что учитывалось в геотектонических реконструкциях на основе гипотезы глобального мобилизма.

Основные проблемные вопросы геодинамического и металлогенического развития геологических структур рассмотрены в трилогии «Большой Алтай» (БА) и ряде других публикаций [Большой Алтай…, 1998, 2000; Дьячков и др., 2016; Щерба и др., 2000]. По результатам этих исследований зарождение и формирование крупных геологических структур Казахстана, Сибири, Урала и других регионов связывается с распадом в позднем протерозое Евразийского континента на отдельные плиты, геоблоки, массивы и отторженцы, которые мигрировали и испытали сложное развитие в процессе эволюции Палеоазиатского океана [Берзин и др., 1994; Буслов, 2011; Геодинамика, 2007]. По палеомагнитным и геодинамическим реконструкциям предполагается, что современные геологические структуры (Рудный Алтай, Калба-Нарымская, Западно-Калбинская зоны и другие) – это отторженцы палеоконтинентов (Восточной Гондваны и др.), возможно террейны, которые дрейфовали в Палеоазиатском океане и сомкнулись в стадию коллизии (C_1-C_3) при столкновении Казахстанской и Сибирской литосферных плит. Палеогеодинамический анализ формирования структур БА производился от докембрия до киммерийского и альпийского циклов включительно.

В результате сложного полициклического развития тектоно-магматических процессов и металлогении в регионе сформировались рудные пояса и металлогенические зоны, объединяющие многие типы месторождений полезных ископаемых. В *докембрии* в обстановке океанического рифтогенеза сформировались магматические месторождения Cr, Ni, Co (Pt), которые с более поздним наложенным золото-ртутным оруденением образуют *чарский* рудоносный уровень. В *каледонском цикле* наиболее продуктивный уровень колчеданных медно-цинковых руд связан с островодужным базальт-андезитовым вулканизмом $O_{2\text{-}3}$ (месторождения Акбастау, Космурун, Мизек в Чингиз-Тарбагатае). В позднюю стадию в Горном Алтае локализовались гранодиорит-гранитные интрузии D_2? (Mo, W, Bi), а в Чингиз-Тарбагатае – массивы гранит-граносиенит-лейкогранитовой серии (D_2-D_3) с бедным редкометалльно-редкоземельным оруденением [Большой Алтай…, 2000].

Герцинский цикл ознаменовался мощным проявлением магматизма и рудообразования. В раннюю стадию в рифтогенной обстановке (D_1e-D_3fr_1) сформировались главные медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения вулканогенного генезиса (Риддер-Сокольное, Малеевское, Николаевское и др.). В среднюю стадию (C_1-C_3) в коллизионной обстановке внедрились синколлизионные габбро-диорит-гранодиоритовые интрузии (саурский, прииртышский и другие комплексы C_1) и сформировались вулкано-плутонические пояса габбро-диорит-гранодиорит-плагиогранитной серии ($C_{2\text{-}3}$-C_3), продуктивные на медно-порфировое, сульфидное медно-никелевое и золотое оруденение. В Зайсанской сутурной зоне в режиме ритмично-пульсационных тектонических движений (сжатия-растяжения) локализовались приразломные интрузивно-дайковые пояса гранодиорит-плагиогранитного состава (кунушский комплекс C_3), с которыми генетически связаны промышленные месторождения золото-кварцевой, золото-сульфидной, золото-сульфидно-углеродистой и других формаций (Суздальское, Кулуджун, Бакырчик и др.). В Рудном Алтае с гранитоидами змеиногорского комплекса генетически связано Секисовское месторождение золото-пропилит-березитовой формации (Au, Ag, Te). Поздняя (постколлизионная, орогенная) стадия ознаменовалась интенсив-

ной вспышкой пермского гранитоидного магматизма, характерного для других регионов Центральной Азии [Ярмолюк и др., 2016]. В обстановке внутриплитной активизации глубинных разломов сформировались крупные гранитоидные пояса (Калба-Нарымский, Горноалтайский и др.) с редкометалльным и редкометалльно-редкоземельным оруденением (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn, TR и др.).

В *киммерийский цикл* в условиях континентального рифтогенеза и последующей альпийской стабилизации образовались месторождения кор выветривания нонтронитового (Ni, Co), каолинит-гидрослюдистого (Au) и каолинитового (Ti, Zr) профилей, а также россыпи золота, ильменита, танталита, касситерита и других минералов.

Проведенные научно-исследовательские работы показывают, что в регионе имеются перспективы открытия новых месторождений. В региональном плане устанавливается закономерная приуроченность собственно золоторудных объектов к Зайсанской сутурной зоне, сформированная в процессе коллизии литосферных плит и характеризующейся субокеаническим типом ЗК, валообразным поднятием верхней мантии и метабазальтового слоя. Рудоконтролирующей является система диагональных глубинных разломов (запад-северо-западного направления), фиксируемых зонами брекчирования, смятия и надвигов, золотоносными добатолитовыми малыми интрузиями и дайками. Подчеркивается металлогеническая золоторудная специализация преимущественно плагиогранитной известково-щелочной серии низкоплюмазитовой агпаитности. Литолого-стратиграфический контроль определяется в размещении месторождений на трех геохронологических уровнях (от C_1v_2 до C_3). Определено поясовое распределение главных золотоносных структур и месторождений с выделением крупного Восточно-Казахстанского золоторудного пояса (рис. 1).

Главные редкометаллоносные структуры – это гранитоидные пояса пермского возраста, сформированные в постколлизионной (орогенной) обстановке в континентальных блоках ЗК повышенной сиаличности. Отмечается их северо-западная линейность и значительная протяженность (500–800 км). Эволюция гранитоидного магматизма и оруденения происходила в следующей последовательности. *Гранитовая серия* в Калба-Нарымской зоне, представленная плюмазитовыми гранитами калбинского комплекса P_1, продуктивна в основном на редкометалльно-пегматитовое оруденения (Ta, Nb, Be, Li, Sn) и внепегматитовое в редкометаллоносных апогранитах (Sn, Li, Ta). *Лейкогранитовая серия* аляскитовых гранитов (монастырский, кан-

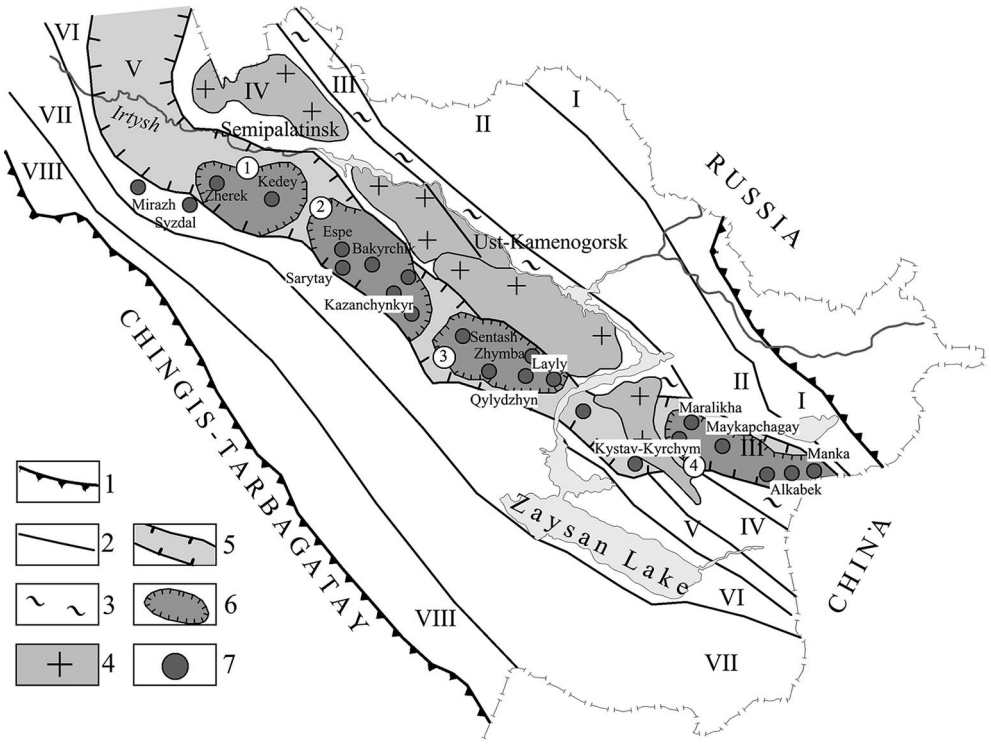


Рис. 1. Схема размещения Восточно-Казахстанского золоторудного пояса.

1 – границы рудного пояса и 2 – металлогенических зон; 3 – Иртышская зона смятия; 4 – Калба-Нарымский гранитоидный пояс; 5 – золоторудный пояс; 6 – рудные районы (1 – Мукурский, 2 – Бакырчикский, 3 – Кулуджунский и 4 – Южноалтайский); 7 – золоторудные месторождения. Металлогенические зоны (I – Белоубинско-Сарымсактинская, II – Рудноалтайская, III – Иртышская, IV – Калба-Нарымская, V – Западно-Калбинская, VI – Чарская, VII – Жарма-Саурская, VIII – Сиректас-Сарсазанская).

дыгатайский, эспинский комплексы P_1) сопровождается грейзеново-кварцевожильными рудами (W, Mo) и камерными хрусталеносными пегматитами. *Гранит-лейкогранитовая серия* (дельбегетейский комплекс P_2) в Западной Калбе представлена грейзеново-кварцевожильной минерализацией (касситерит, аквамарин, изумруд). *Монцонит-сиенит-щелочногранитная серия* (буранский комплекс P_1) в Зайсанской сутуре характеризуется Zr-Ti (TR) специализацией (месторождение Караоткель и др.). *Щелочногранитовая серия* (керегетас-эспинский комплекс) в Жарма-Сауре продуктивна на Zr-Nb-TR оруденение (Верхнее Эспе). *Габбродиабаз-гранитпорфировая серия* (миролюбовский, бугазский комплексы P_2-T_1), завершающая герцинский магматизм, представлена послебатолитовыми дайками пестрого состава, среди которых поздняя генерация онгонитоподобных кварцевых альбитофиров геохимически обогащена редкими элементами (Li, Sn, Ta и др.).

Главные критерии оценки рудоносности – это установление пространственно-генетической связи гранитоидов и редкометалльных объектов с построением геолого-генетических моделей типовых месторождений, а также геотектонические, геофизические, геолого-структурные, петрологические и минералого-геохимические факторы и критерии с выявлением типоморфных минералов и геохимических элементов-индикаторов редкометалльного рудообразования. В итоге исследований разработаны ведущие региональные и локальные оценочные критерии в качестве базы данных для разработки новых технологий прогнозно-поисковых работ.

ЛИТЕРАТУРА

Берзин Н.А., Колман Р.Г, Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геол. и геофиз. 1994. № 7-8. С. 8-29.

Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 1, 2. Алматы, Ғылым, 1998. 304 с; РИО ВАК РК, 2000. 400 с.

Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 1. С. 66-90.

Геология СССР. М, 1967, 1974. Т. 41. Восточный Казахстан. Ч. 1. 467 с. и Ч. 2. 396 с.

Геодинамика формирования подвижных поясов Земли // Материалы междунар. научной конф. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2007. 402 с.

Дьячков Б.А., Ганженко Г.Д., Сапаргалиев Е.М. Геодинамические обстановки формирования рудоносных структур Большого Алтая // Науки о Земле в Казахстане. Алматы: «КазГЕО», 2016. С. 9-21.

Щерба Г.Н., Беспаев Х.А., Дьячков Б.А. и др. Развитие структур Большого Алтая на основе геодинамических реконструкций // Геодинамика и минерагения Казахстана. Алматы: РИО ВАК РК, 2000. Ч. 1. С. 73-81.

Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Козловский А.М., Никифоров А.В., Травин А.В. Состав, источники и механизмы формирования редкометалльных гранитоидов познепалеозойской Восточно-Саянской зоны щелочного магматизма (на примере массива Улан-Тологай). Петрология, 2016, том 24, № 5. С. 515-536.

МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ЛА-ИСП-МС ДАТИРОВАНИЯ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ

Зайцева М.В., Вотяков С.Л.

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН,
Екатеринбург, Россия, zaitseva.mv1991@gmail.com

Метод ИСП-масс-спектрометрии с лазерной абляцией (ЛА) проб, позволяющий реализовать высокоточный локальный анализ микроэлементного и изотопного состава минерального вещества, широко используется для решения различных петрологических задач. Циркон – основной минерал для U-Pb-датирования геологических объектов и детального изучения их Lu-Hf-изотопной системы, как индикатора начальной истории и последующей эволюции геологического вещества [Griffin et. al., 2004; Yuan et. al., 2008]. Минерал характеризуется широко-развитым изоморфизмом U и Hf, низким содержанием Lu и нерадиогенного Pb, высокой механической, химической и радиационной стойкостью – «способностью» к сохранению изотопной информации. Актуальна задача совершенствования локальных аналитических методик, в том числе ЛА-ИСП- масс-спектрометрии для исследования U-Pb- и Lu-Hf-изотопных систем циркона.

Цель работы – отработка и апробация методики U-Pb-датирования и анализа Lu-Hf-изотопного состава циркона на ИСП-масс-спектрометрах NexION 300S и Neptune Plus с приставкjq для лазерной абляции проб NWR 213.

Оборудование и образцы. Определение U-Pb-возраста цирконов выполнено на квадрупольном масс-спектрометре NexION 300S, изучение Lu-Hf-изотопного состава минерала – на многоколлекторном Neptune Plus с приставками для лазерной абляции NWR 213. Использованное оборудование размещено в помещении класса чистоты 7 ИСО. Проведена оптимизация работы масс-спектрометров (МС) и приставок для ЛА (табл. 1, 2), подбор стандартов, отработка процедуры корректировки эффектов фракционирования, дискриминации ионов по массе и изобарических помех ^{176}Yb и ^{176}Lu на ^{176}Hf, оптимизация процедуры обработки экспериментальных данных, тестовые определения U-Pb-возраста цирконов с оценкой метрологических характеристик методики на основе использования образцов сравнения циркона Mud Tank, GJ-1, 91500, Plesovice, широко используемых в лабораториях мира для U-Pb-датировании [Black et al., 1978; Jackson et al., 2004; Wiedenbeck et al., 1995; Slama et al., 2008]. В данной работе для обработки U-Pb данных была использована программа GLITTER, корректировка на присутствие нерадиогенного свинца в программе ComPbCorr#3_18 [Andersen, 2008], построение конкордии в программе Exsel с встроенным пакетом Isoplot (версия 4.15); для обработки Lu-Hf данных был использован макрос Hf-INATOR для Excel [Giovanardi, 2017].

Таблица 1. Операционные параметры МС Neptune Plus и ЛА приставки NWR 213

Параметр	МС	ЛА приставка
Мощность радиочастотного генератора, Вт	~ 950	–
Расход плазмообразующего газа Ar, л/мин	15	–
Расход вспомогательного газа Ar, л/мин	1	–
Расход пробоподающего газа Ar, л/мин	1	–
Плотность энергии лазерного излучения, Дж/см^2	–	12.5–13.5
Частота повторения импульсов, Гц	–	20
Диаметр кратера, мкм	–	50 (или 25)
Время работы лазера, с	–	50

Таблица 2. Операционные параметры МС NexION 300S и ЛА приставки NWR 213

Параметр	МС	ЛА приставка
Мощность радиочастотного генератора, Вт	1100	–
Расход плазмообразующего газа Ar, л/мин	18	–
Расход вспомогательного газа Ar, л/мин	1.2	–
Расход пробоподающего газа Ar, л/мин	1	–
Плотность энергии лазерного излучения, Дж/см^2	–	11.5–12.0
Частота повторения импульсов, Гц	–	10
Диаметр кратера, мкм	–	50
Время работы лазера, с	–	50

Таблица 3. Средневзвешенные значения U-Pb возраста и изотопного отношения $^{176}Hf/^{177}Hf$ и ε(Hf) в цирконах

№	Циркон	Диаметр кратера, мкм	N	Возраст, млн лет (±1σ)*	N	$^{176}Hf/^{177}Hf$ (±2SD)	ε(Hf) (±2SD)**
1	Mud Tank	50	24	732.3 ± 3.3, СКВО = 0.54	11	0.282504 ± 0.000004	6.76 ± 0.15
		25	–	–	7	0.282518 ± 0.000009	7.25 ± 0.31
2	GJ-1	50	46	601.1 ± 1.4, СКВО = 0.42	14	0.282071 ± 0.000004	–11.51 ± 0.14
		25	–	–	8	0.282041 ± 0.000010	–12.56 ± 0.36
3	91500	50	36	1061.6 ± 3.1, СКВО = 1.3	9	0.282334 ± 0.000004	6.92 ± 0.15
		25	–	–	5	0.282305 ± 0.000010	6.88 ± 0.37
4	Plesovice	50	16	334.4 ± 2.7, СКВО = 0.073	5	0.282492 ± 0.000006	–2.53 ± 0.21
		25	–	–	7	0.282457 ± 0.000007	–3.75 ± 0.26

*Возраст определен по конкордии. **Значение ε(Hf) рассчитано относительно хондритового резервуара CHUR с использованием значения U-Pb-возраста.

Результаты. Средневзвешенные значения U-Pb-возраста, изотопного отношения $^{176}Hf/^{177}Hf$ и ε(Hf) в образцах сравнения циркона Mud Tank, GJ-1, 91500, Plesovice представлены в табл. 3. Неопределенность единичного измерения изотопных отношений $^{206}Pb/^{238}U$ и $^{207}Pb/^{235}U$ в виде 1σ варьирует для исследованных образцов от 1.5 до 5 % и от 3 до 18 %, соответственно; неопределенность единичного измерения изотопного отношения $^{176}Hf/^{177}Hf$ в виде 2SD для стандартов циркона Mud Tank, GJ-1, 91500, Plesovice варьирует от 0.004 до 0.007 % (все данные при диаметре кратера абляции – 50 мкм; при его уменьшении до 25 мкм неопределенность измерения изотопного отношения $^{176}Hf/^{177}Hf$ возрастает в 1.5–2 раза). Неопределенность единичного определения значения ε(Hf) в виде 2SD варьирует для стандартов циркона Mud Tank, GJ-1, 91500, Plesovice от 5 до 15 %.

Полученные в рамках разработанной методики значения U-Pb-возраста и Lu-Hf-изотопного состава в образцах сравнения циркона, в целом, согласуются с литературными данными [GeoREM; Black et al., 1978; Jackson et al., 2004;, 2008; Wiedenbeck et al., 1995; Slama et al., 2008; T. Iizuka, 2005; Yuan et. al., 2008]. В работе обсуждаются результаты тестовых экспериментов по анализу U-Pb-возраста и Lu-Hf-изотопного состава в пробах циркона из ряда геологических объектов Урала, в том числе в зернах минерала малого размера или существенно гетерогенных, когда возникает необходимость уменьшения диаметра кратера абляции до 25 мкм, приводящее к значимому увеличению неопределенности аналитических результатов по Lu-Hf-изотопному составу.

Работа выполнена в ЦКП УрО РАН «Геоаналитик» при финансовой поддержке гранта РНФ № 16-17-10283 и гранта РФФИ №17-05-00618.

ЛИТЕРАТУРА

Andersen T. Appendix A3: COMPBCORR – Software for common lead correction of U-Th-Pb analyses that do not report ^{204}Pb // Mineralogical Association of Canada. 2008. V. 40. P. 1-18.

Black L.P., Gulson B.L. The age of the Mud Tank carbonatite, Strangways Range, Northern Territory // J.Aust. Geol.Geophys. 1978. V. 3. P. 227-232.

Iizuka T., Hirata T. Improvements of precision and accuracy in in situ Hf isotope microanalysis of zircon using the laser ablation-MC- ICPMS technique // Chemical Geology. 2005. V. 220. P. 121-137.

GeoReM [Электронный ресурс]: http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/ (дата обращения 10.05.2017).

Giovanardi T., Lugli F. The Hf-INATOR: A free data reduction spreadsheet for Lu/Hf isotope analysis //Earth Science Informatics. 2017. P. 1-7.

Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons // Precambrian Research. 2004. V. 131. P. 231-282.

Jackson S.E., Norman J.P., William L.G., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology // Chemical Geology. 2004. V. 211. P. 47-69.

Slama J., Kosler J., Condor D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plesovice zircon – A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // Chemical Geology. 2008. V. 249. P. 1-35.

Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Vonquadt A., Roddick, J.C., Speigel W. Three Natural Zircon Standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, Trace-Element and REE Analyses // Geostandards Newsletter. 1995. V. 19, № 1. P. 1-23.

Yuan H-L, Gao Sh., Dai M-N, Long Ch-L, Günther D., Fontaine G.H., Liu X-M, Diwu Ch. Simultaneous determinations of U-Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS // Chemical Geology. 2008. V. 247. P. 100-118.

К МЕТОДИКЕ АНАЛИЗА Lu-Hf-ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ЦИРКОНА НА ИСП-МАСС-СПЕКТРОМЕТРЕ NEPTUNE PLUS С ПРИСТАВКОЙ ДЛЯ ЛАЗЕРНОЙ АБЛЯЦИИ

Зайцева М.В., Вотяков С.Л.

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН,
Екатеринбург, Россия, zaitseva.mv1991@gmail.com

Цель работы – отработка и апробация методики анализа Lu-Hf-изотопного состава циркона на ИСП-масс-спектрометре Neptune Plus с приставкой для лазерной абляции проб NWR 213.

Оборудование и образцы. Изучение Lu-Hf-изотопного состава минерала проводили на многоколлекторном Neptune Plus с приставкой для лазерной абляции NWR 213. Использованное оборудование размещено в помещении класса чистоты 7 ИСО. Проведена оптимизация работы масс-спектрометра (МС) и приставки для ЛА (табл. 1, 2), подбор стандартов, отработка процедуры корректировки эффектов фракционирования, дискриминации ионов по массе и изобарических помех ^{176}Yb и ^{176}Lu на ^{176}Hf, оптимизация процедуры обработки экспериментальных данных с использованием образцов сравнения циркона Mud Tank, GJ-1, 91500, Plesovice [Black et al., 1978; Jackson et al., 2004; Wiedenbeck et al., 1995; Slama et al., 2008]. В данной работе для обработки Lu-Hf данных был использован макрос Hf-INATOR для Excel [Giovanardi, 2017]

Результаты. Средневзвешенные значения изотопных отношений $^{176}Hf/^{177}Hf$. $^{176}Lu/^{177}Hf$ и $^{176}Yb/^{177}Hf$, ε(Hf) и модельный возраст в образцах сравнения циркона Mud Tank, GJ-1, 91500, Plesovice представлены в табл. 3 и рис. 1. Неопределенность единичного измерения изотопных отношений $^{176}Hf/^{177}Hf$, $^{176}Lu/^{177}Hf$, $^{176}Yb/^{177}Hf$ в виде 2SD для стандартов циркона Mud Tank, GJ-1, 91500, Plesovice варьирует 0.004–0.007 %, 3–9 %, 0.1–0.7 % (все данные при диаметре кратера абляции – 50 мкм; при его уменьшении до 25 мкм неопределенность измерения изотопного отношения $^{176}Hf/^{177}Hf$ возрастает в 1.5–2 раза), соответственно. Неопределенность единичного определения значения ε(Hf) в виде 2SD варьирует для стандартов циркона Mud Tank, GJ-1, 91500, Plesovice от 5 до 15 %. Неопределенность единичного определения значения модельного возраста T_{DM} и T_{DM}^{c} в виде 2SD варьирует для стандартов циркона Mud Tank, GJ-1, 91500, Plesovice от 1 до 4 %.

В целом, полученные в рамках разработанной методики значения Lu-Hf-изотопного состава в образцах сравнения циркона согласуются с литературными данными [GeoREM, Black et al., 1978; Jackson et al., 2004, 2008; Wiedenbeck et al., 1995; Slama et al., 2008; T. Iizuka, 2005; Yuan et. al., 2008]. В работе обсуждается возможность анализа Lu-Hf системы в малых зернах циркона диаметром кратера 25 мкм. Проведено исследование Lu-Hf-изотопного состава в пробах циркона из ряда геологических объектов Урала.

Работа выполнена в ЦКП УрО РАН «Геоаналитик» при финансовой поддержке гранта РНФ № 16-17-10283 и гранта РФФИ №17-05-00618.

Таблица 1. Операционные параметры МС NeptunePlus и ЛА приставки NWR 213

Параметр	МС	ЛА приставка
Мощность радиочастотного генератора, Вт	~ 950	–
Расход плазмообразующего газа Ar, л/мин	15	–
Расход вспомогательного газа Ar, л/мин	1	–
Расход пробоподающего газа Ar, л/мин	1	–
Время интегрирования сигналов, с	0.131	
Количество интегрирований	1	
Число циклов	500	
Плотность энергии лазерного излучения, Дж/см^2	–	12.5–13.5
Частота повторения импульсов, Гц	–	20
Диаметр кратера, мкм	–	50 (или 25)
Время работы лазера, с	–	50

Таблица 2. Конфигурация коллекторов для измерения сигналов изотопов

Коллектор	L4	L3	L2	L1	C	H1	H2	H3
Изотоп	171Yb	173Yb	175Lu	176(Hf + Lu + Yb)	177Hf	178Hf	179Hf	180Hf

Таблица 3. Средневзвешенные значения изотопных отношений $^{176}Hf/^{177}Hf$, $^{176}Lu/^{177}Hf$, $^{176}Yb/^{177}Hf$, ε(Hf) и модельный возраст цирконов (D – диаметр кратера)

Циркон	D, мкм	N	$^{176}Hf/^{177}Hf$ (±2SD)	$^{176}Lu/^{177}Hf$ (±2SD)	$^{176}Yb/^{177}Hf$ (±2SD)	ε(Hf) (±2SD)*	T_{DM} (±2SD)**, млн лет	T_{DM}^{c} (±2SD)***, млн лет
Mud Tank	50	11	0.282504± 0.000004	0.000067± 0.000004	0.003016± 0.000003	6.76±0.15	1030±6	1218±9
	25	7	0.282518± 0.000009	0.000073± 0.000009	0.003251± 0.000006	7.25±0.31	1011±12	1187±19
GJ-1	50	14	0.282071± 0.000004	0.000297± 0.000004	0.010902± 0.000009	–11.51±0.14	1633±5	2282±9
	25	8	0.282041± 0.000010	0.000294± 0.000010	0.011218± 0.000018	–12.56±0.36	1672±14	2346±23
91500	50	9	0.282334± 0.000004	0.000298± 0.000004	0.010592± 0.000006	6.92±0.15	1309±6	1465±10
	25	5	0.282305± 0.000010	0.000308± 0.000010	0.011237± 0.000018	6.88±0.37	1311±14	1467±23
Plesovice	50	5	0.282492± 0.000006	0.000152± 0.000006	0.009092± 0.000017	–2.53±0.21	1051±8	1504±13
	25	7	0.282457± 0.000007	0.000130± 0.000009	0.006774± 0.000017	–3.75±0.26	1074±12	1541±19

*Значение ε(Hf) рассчитано относительно хондритового резервуара CHUR с использованием значения U-Pb-возраста.
**Модельный возраст источника, основанный на выплавлении магмы из деплетированной мантии.
***Модельный возраст источника по двухстадийной модели, основанной на выплавлении магмы из средней континентальной коры.

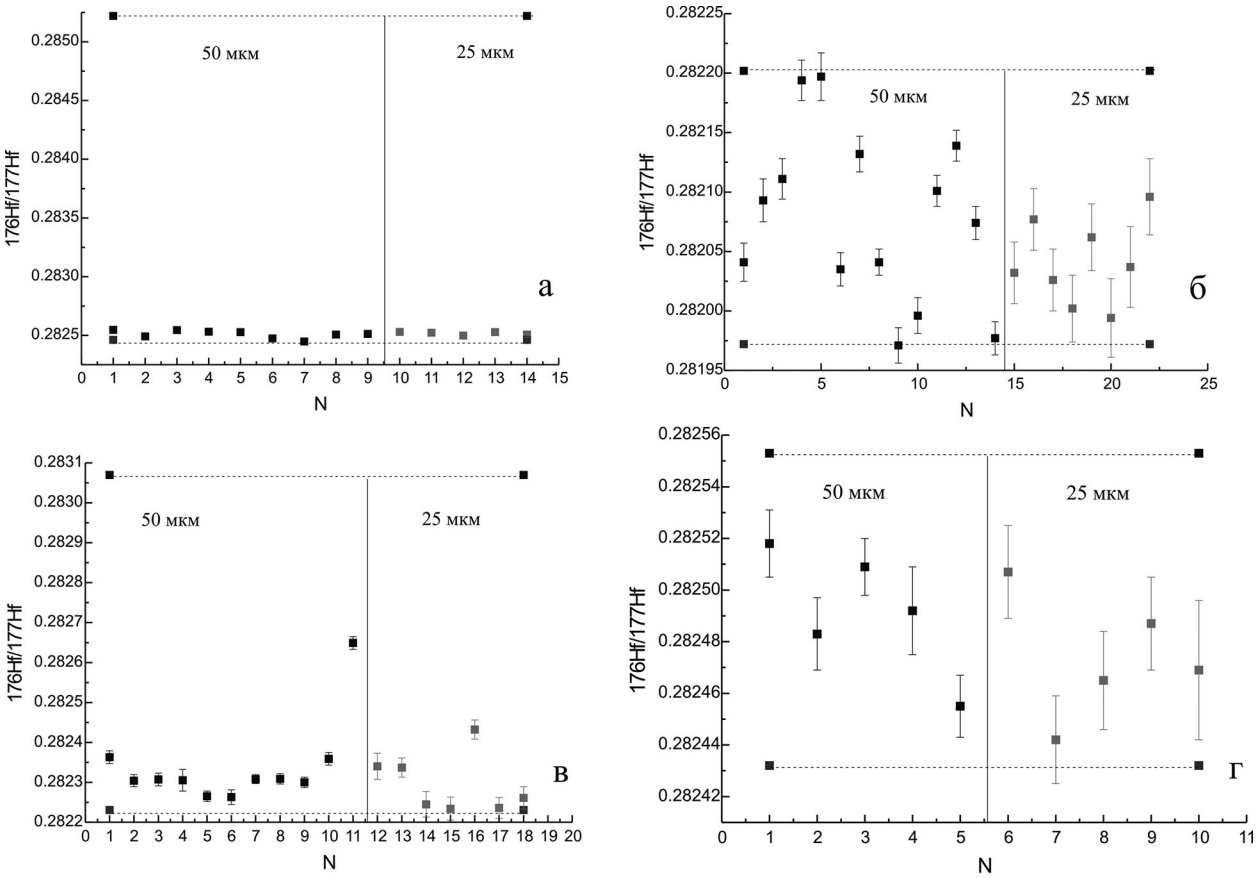


Рис. 1. Значение изотопного отношения $^{176}Hf/^{177}Hf$ в цирконах MudTank (а), GJ-1 (б), 91500 (в) и Plesovice (г) при диаметре кратера 50 и 25 мкм.

Пунктирные линии – значения $^{176}Hf/^{177}Hf$ из базы данных GeoREM [GeoREM].

ЛИТЕРАТУРА

Black L.P., Gulson B.L. The age of the Mud Tank carbonatite, Strangways Range, Northern Territory // J.Aust. Geol.Geophys. 1978. V. 3. P. 227-232.

Iizuka T., Hirata T. Improvements of precision and accuracy in in situ Hf isotope microanalysis of zircon using the laser ablation-MC- ICPMS technique // Chemical Geology. 2005. V. 220. P. 121-137.

GeoReM [Электронный ресурс]: http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/ (дата обращения 10.05.2017).

Giovanardi T., Lugli F. The Hf-INATOR: A free data reduction spreadsheet for Lu/Hf isotope analysis //Earth Science Informatics. 2017. P. 1-7.

Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons // Precambrian Research. 2004. V. 131. P. 231-282.

Jackson S.E., Norman J.P., William L.G., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology // Chemical Geology. 2004. V. 211. P. 47-69.

Slama J., Kosler J., Condor D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plesovice zircon – A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // Chemical Geology. 2008. V. 249. P. 1-35.

Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Vonquadt A., Roddick, J.C., Speigel W. Three Natural Zircon Standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, Trace-Element and REE Analyses // Geostandards Newsletter. 1995. V. 19, № 1. P. 1-23.

Yuan H-L, Gao Sh., Dai M-N, Long Ch-L, Günther D., Fontaine G.H., Liu X-M, Diwu Ch. Simultaneous determinations of U-Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS // Chemical Geology. 2008. V. 247. P. 100-118.

ОСОБЕННОСТИ РЕНТГЕНОВСКОЙ ЭМИССИОННОЙ ЛИНИИ Si K_β В ЦИРКОНЕ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ СТЕПЕНИ АВТОРАДИАЦИОННОГО ПОВРЕЖДЕНИЯ ЕГО СТРУКТУРЫ

Замятин Д.А., Щапова Ю.В., Вотяков С.Л.

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия, zamyatin@igg.uran.ru

Авторадиационное повреждение циркона вызывает разупорядочение его структуры вплоть до полной аморфизации (метамиктизации); при этом существенно снижается устойчивость минерала к вторичным воздействиям (в первую очередь гидратации); последние могут приводить к нарушению его U-Th-Pb-системы. Для анализа степени вторичного преобразования циркона большое значение имеет измерение степени его повреждения с микронным пространственным разрешением. Для этого широко используется рамановская и фотолюминесцентная спектроскопия [Nasdala et al., 1995; Lenz, Nasdala et al., 2015]; однако ее применение ограничено слабо-поврежденными (слабо-метамиктными) разностями циркона. Актуально развитие методик локальной оценки степени радиационного повреждения циркона с высокой степенью разупорядочения структуры.

Цель работы – разработка и апробация количественного локального метода определения степени радиационного повреждения структуры циркона на основе анализа рентгеновской эмиссионной линии Si K_β.

Образцы. Изучены образцы циркона, характеризующиеся различной степенью разупорядочения: M1 из кимберлитов Якутии [Краснобаев и др., 1988], MudTank из карбонатитов (Австралия) [Black, Gulson, 1978], K1098 из гнейсов Мугоджар (Казахстан) [Замятин и др., 2013], Ad1 из пегматитов Адуйского массива (Урал) [Zamyatin et al., 2017].

Оборудование и методика. Известно, что изменение электронного состояния и химической связи, чувствительной к ближнему и среднему порядку структуры [Курмаев и др., 1988], возникающее при радиационном повреждении структуры минерала, влияет на форму рентгено-эмиссионных линий, в частности, линия Si K_β может быть использована для характеристики O2s, 2p–Si3p химических связей в силикатах [Машин и др., 2001]. Об исследовании особенностей Si-O химической связи по линии Si K_β сообщалось в [Deluigi et al., 2006].

Анализ химического состава образцов циркона, в том числе измерение содержания кислорода, а также исследование рентгеновских эмиссионных спектров Si K_β выполнено на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX100. Спектры Si K_β получены на спектрометре с кристалл-анализатором LPET (2d = 8.75 Å): круг Роланда 160 см в диаметре, угол отбора 40°, газо-проточный детектор (10 % Me-Ar газ под давлением 1 и 3 атм), окна - полипропиленовые и бериллиевые; калибровка спектрометр по линии Si $K_{\beta1}$ в чистом Si. Для анализа формы линии Si K_β использован метод центральных моментов [Cramér, 2016]: начальный момент v_0 (центр линии), дисперсия σ (ширина линии), коэффициент асимметрии γ_1 и эксцесса γ_2 (острота пика). Доза автооблучения оценивалась согласно [Murakami et al., 1991; Nasdala et al., 1995]. Параметры пучка электронов были оптимизированы для получения удовлетворительного отношения сигнал/шум и для минимизации эффекта восстановления кристалличности под действием электронного облучения [Váczi, Nasdala, 2017]. Измерение содержания кислорода выполнено по аналитической линии O K_α (волнодисперсионный спектрометр со специальным кристалл-анализатором LPC0, 2d = 45 Å, окна – полипропиленовые, ускоряющее напряжение – 15 кВ, ток – 60 нА); оценка содержания воды в минерале выполнена по разнице между измеренным содержанием $O_{изм}$ и стехиометрическим $O_{ст}$.

Результаты. В зернах циркона выделяются зоны (I-II, следуя обозначению, введенному в работе [Zamyatin et al., 2017]), характеризующиеся широким разнообразием состава, степени повреждения структуры, дозой автооблучения и содержанием воды (табл. 1), в частности, для аналитических точек 1–6 характерно ее невысокое (менее 1 мас. %) содержание, в то время как для точек 4', 6'-6" – содержание H_2O более 1 мас. %.

Установлено, что форма линии Si $K_{\beta1}$ варьирует достаточно значимо по образцам циркона (рис. 1а): с увеличение радиационной дозы (от аналитической точки 1 к 6 на рис. а) Si K_β линия все более значимо отклоняется по форме от таковой в кристалличном цирконе (точка 1). Максимальное отличие фиксируется для аморфных зон (точка 6), для которых линия Si $K_{\beta1}$ уширена на низкоэнергетичном плече и ее центр смещен в низкоэнергетическую область. Установлено, что величина начального момента линии (v_0) коррелирует с дозой автооблучения циркона (рис. 1б). Изменения формы линии вызвано высокой плотностью вакансионных дефектов с изменением координационного числа атомов Si (соединением тетраэдров SiO_4, их полимеризацией), что фиксируется даже при невысоких дозах автооблучения. В точках 4', 6'-6" образцов циркона, для которых ха-

Таблица 1. Химический состав (мас. %) и значения дозы автооблучения ($D_\alpha^{эк}$, 10^{18} α-расп/г) в различных зонах зерен циркона M1, MT, K1098, Ad1

Элемент	Образец, зона, аналитическая точка									Предел обнаружения
	M1	MT	K1098			Ad1				
	Ia	Ia	Ia	Ic	IIc	Ic	If	IIf	IId	
	1	2	3	4	4'	5	6	6'	6"	
Экспериментальные значения										
Zr	49.09	48.9	48.5	48.2	43.8	40.6	35.2	32.9	35.9	0.042
Si	15.38	15.4	15.4	15.3	14.3	15.2	14	13.3	13.9	0.015
$O_{изм}$	34.71	35	34.9	35.6	36.8	33.1	31.3	34.2	33.3	0.055
F	[а]н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.34	н.о.	н.о.	0.05	0.1	0.038
Al	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.78	н.о.	н.о.	н.о.	0.04	0.015
Ca	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.32	н.о.	н.о.	0.16	0.35	0.018
P	н.о.	н.о.	0.13	0.15	2.7	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.017
Fe	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	7.93	н.о.	н.о.	н.о.	1.48	0.087
Y	н.о.	н.о.	н.о.	0.71	3.24	н.о.	0.25	0.3	0.33	0.041
Hf	0.91	0.97	1.27	1.92	1.76	10.13	6.78	6.59	7.21	0.053
[б]РЗЭ	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	2.45	н.о.	0.06	0.16	0.1	–
Pb	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.06	н.о.	0.36	0.27	0.23	0.066
Th	н.о.	н.о.	н.о.	0.1	0.35	н.о.	0.92	0.97	0.81	0.06
U	н.о.	н.о.	0.02	0.33	0.33	0.13	10.2	9.23	3.11	0.089
Расчетные значения										
[в]$O_{ст}$	34.91	34.9	35	34.7	33.7	33.4	31.2	29.5	31.1	–
[г]H_2O	0.2	0.13	0	1.04	6.41	0	0.1	5.26	2.49	
[д]Сумма	100.1	100	100	101	101	99.3	99.1	98.8	97.4	
$D_\alpha^{эф}$	0.0024–0.009[ж]	0.02–0.13[е]	0.2–0.5[е]	2–6[ж]	2–6[ж]	2–10[ж]	108–121[ж]	99–117[ж]	38–77[ж]	

Примечание. [а]ниже пределов обнаружения; [б]аналитическая сумма концентраций тяжелых РЗЭ (от Gd до Lu); [в]стехиометрическое содержание; [г]оценка H_2O по содержанию $O_{изб} = O_{изм}–O_{ст}$, следуя [Nash, 1992; Nasdala et al., 2009; Замятин и др., 2013]; [д]аналитическая сумма, в которой $O_{изб}$ пересчитан в H_2O; [е, ж]значения $D_\alpha^{эф}$ оценены по ширине рамановской линии $\nu_3(SiO_4)$, следуя [Nasdala et al., 1995] или по концентрации U, Th и возрасту циркона, следуя [Murakami et al., 1991], соответственно.

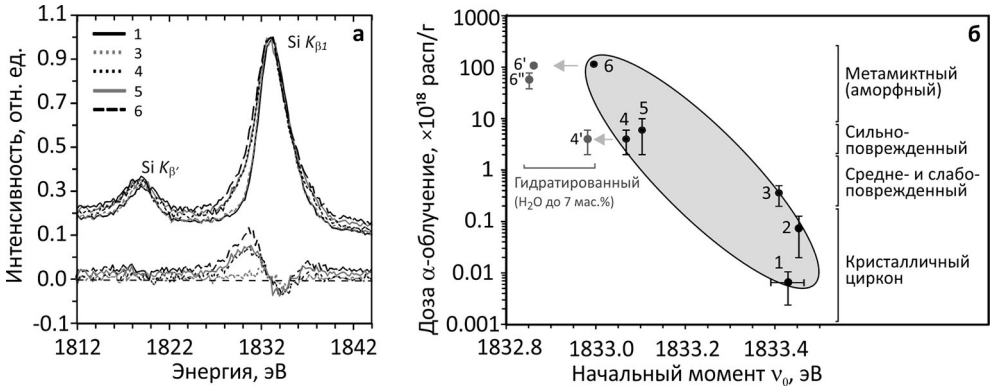


Рис. 1. Рентгеновские эмиссионные Si K_β-спектры (вверху) для ряда аналитических точек (3–6) зерен циркона с различной степенью радиационного повреждения и их отклонение от спектра высококристаллического циркона 1 («разностные спектры», внизу) (а); соотношение значений начального момента ν_0 линии Si $K_{\beta1}$ и дозы α-облучения (б) в различных аналитических точках (1-6; 4', 6'-6") зерен циркона.

рактерно повышенное содержание воды, фиксируется существенный дополнительный сдвиг линии; последний связан с влиянием гидратации на спектр электронного состояния Si в цирконе.

Обосновывается вывод, что параметры ν_0, γ_2 и σ линии Si $K_{\beta1}$ – чувствительные локальные (с микронным пространственным разрешением) характеристики степени авторадиационного повреждения зерен циркона на средней и заключительной стадиях процесса метамиктизации.

Работа выполнена в ЦКП УрО РАН «Геоаналитик» при финансовой поддержке гранта РНФ № 16-17-10283.

ЛИТЕРАТУРА

Замятин Д.А., Щапова Ю.В., Поротников А.В., Вотяков С.Л., Краснобаев А.А. К методике изучения химической гетерогенности циркона и состояния его кислородной подрешетки с использованием электронно-зондового микроанализатора // Ежегодник-2012, ИГГ УрО РАН, 2013. № 160. С. 326-333.

Краснобаев А.А., Вотяков С.Л., Крохалев В.Я. Спектроскопия цирконов (свойства, геологические приложения). М.: Наука, 1988. 150 с.

Курмаев Э.З., Черкашенко В.М., Финкельштейн Л.Д. Рентгеновские спектры твердых тел. М.: Наука, 1988. 175 с.

Машин А.И., Хохлов А.Ф., Домашевская Э.П., Терехов В.А., Машин Н. Исследование электронной структуры аморфного кремния и силицина методом рентгеновской спектроскопии // Физика и техника полупроводников, 2001. Т. 35. № 8. С. 995-1000.

Black, L.P., Gulson, B.L. The age of the Mud Tank Carbonatite, Strangways Range, Northern Territory // BMR Journal of Australian Geology and Geophysics, 1978. V. 3. P. 227-232.

Cramér H Mathematical Methods of Statistics (PMS-9). Princeton: Princeton University Press, 2016.

Deluigi M.T., Strasser E.N., Vasconcellos M. a. Z., Riveros J. A. Study of the structural characteristics of a group of natural silicates by means of their K_{β} emission spectra // Chemical physics, 2006. V. 323. P. 173-178.

Murakami T., Chakoumakos B.C., Ewing R.C., Lumpkin G.R., Weber W.J. Alpha-decay event damage in zircon // American Mineralogist, 1991. V. 76. № 9/10. P. 1510-1532.

Nasdala L., Irmer G., Wolf D. The degree of metamictization in zircon: a Raman spectroscopic study // European Journal of Mineralogy, 1995. V. 7. P. 471-478.

Lenz C., Nasdala L. A photoluminescence study of REE3+ emissions in radiation-damaged zircon // American Mineralogist, 2015. V. 100. P. 1123-1133.

Váczi T., Nasdala L. Electron-beam-induced annealing of natural zircon: a Raman spectroscopic study // Physics and Chemistry of Minerals, 2016. P. doi:10.1007/s00269-016-0866-x.

Zamyatin D.A., Shchapova Yu.V., Votyakov S.L., Nasdala L., Lenz C. Alteration and chemical U-Th-total Pb dating of heterogeneous high-uranium zircon from a pegmatite from the Aduiskii Massif, Middle Urals, Russia // Mineralogy and Petrology, 2017. doi: 10.1007/s00710-017-0513-3.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕЙКОГРАНИТОВ СОКОЛИНОГО КАМНЯ ВЕРХИСЕТСКОГО МАССИВА, СРЕДНИЙ УРАЛ

Зинькова Е.А., Монтеро П.**, Беа Ф.***

*Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия, zinkova@yandex.ru
**Университет г. Гранада, Испания, pilar_montero@me.com

Верхисетский батолит, расположенный вблизи Екатеринбурга в пределах палеоокраинно-континентальной области Среднего Урала, является одним из наиболее хорошо изученных массивов на Урале. Гранитоиды сопровождаются небольшими базитовыми интрузиями, синплутоническими мафитовыми дайками и включениями [Зинькова, Ферштатер, 2007] и по своему происхождению являются мантийно-коровыми. К настоящему времени установлено, что образование гранитоидов массива происходило, главным образом, в два этапа [Зинькова, 1997; Зинькова и др., 2009; Смирнов и др., 2011]. В течение первого формировались плутоны тоналит-трондьемитового состава с возрастом 380–369 млн лет, в условиях активной континентальной окраины. В течение второго этапа происходило внедрение плутонов гранодиоритового и адамеллит-гранитного состава с возрастом 315–300 млн лет в связи с ранним эпизодом коллизионного магматизма. Для этого этапа характерны небольшие самостоятельные гранитные плутоны без признаков деформаций, дискордантные по отношению к внутренней структуре массива и завершающие его формирование. Главными представителями таких плутонов являются недеформированные адамеллиты и граниты аятского комплекса с возрастом 300 млн лет, занимающие центральную часть массива. Помимо них, в периферической части массива, отмечаются редкие разновидности – мусковит-гранатовые лейкограниты, выполняющие скальные выходы Соколиного Камня и г. Каменной в пределах северской структуры Верхисетского массива. В настоящей работе речь пойдет о лейкогранитах Соколиного Камня.

Лейкограниты выполняют небольшое тело размером 300 × 200 × 100 м среди умеренно-калиевых гранодиоритов северской серии с U-Pb цирконовым возрастом 310 ± 2 млн лет. Контактов с вмещающими гранодиоритами не наблюдается. Следует отметить, что тело лейкогранитов композиционно вписывается в дугообразную полосу ксенолитов метабазитов среди гранодиоритов северской серии.

Лейкограниты представлены светлыми от средне- до крупнозернистых породами массивной текстуры. Состоят из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, мусковита, граната; акцессорные минералы – апатит, циркон, монацит, ксенотим. По количеству циркон значительно уступает монациту, что согласуется с низким содержанием Zr в породе (26.18–33.09 г/т). Гранат образует шлиры, неравномерно распределенные по породе. Иногда в шлирах наблюдается пойкилитовая структура за счет идиоморфных зерен плагиоклаза в гранатовой массе, что указывает на позднюю кристаллизацию граната.

Лейкограниты относятся к высоко-калиевой известково-щелочной серии. Содержание K_2O в них колеблется от 3.84 до 3.87 вес. %. Величина индекса глиноземистости (ASI) в лейкогранитах изменяется от 0.94 до 1.2, указывая на их транзитное положение между металюминиевыми и высокоглиноземистыми сериями. Лейкограниты обеднены TiO_2 (0.03–0.05 вес. %), MgO (0.18–0.23 вес. %), CaO (0.52–0.70 вес. %). Для них характерны глубокие европиевые минимумы, пониженное содержание LREE, пониженные содержания Sr (19.16–27.41 г/т), Ba (53.58–66.92 г/т), Zr (26.18–33.09 г/т) относительно гранитов аятского комплекса (рис. 1, А, Б). В гранитоидах массива наблюдается отрицательная корреляция между величинами Sm/Nd и Rb/Sr отношений, которая меняется на положительную в пределах лейкогранитов (рис. 2, А). Величина Sm/Nd отношения достигает максимума (0.363) в лейкогранитах Соколиного Камня. Вероятно, такая инверсия происходит за счет смены парагенезиса фракционирующих минералов – в первой группе, куда относится большинство гранитоидов массива, большую роль в дифференциации играет роговая обманка, во второй же группе она отсутствует и фракционирование происходит за счет слюды, полевых шпатов и акцессориев (циркона, монацита, ксенотима). Для большинства гранитоидов массива характерно отсутствие европиевой аномалии, тогда как в лейкогранитах величина Eu/Eu* убывает с ростом Rb/Sr отношения (рис. 2, Б). Приведенные выше петро- геохимические характеристики мусковит-гранатовых лейкогранитов говорят о высокой степени их дифференциации.

Мы выполнили U-Pb датирование цирконов из лейкогранитов на приборе SHRIMP IIe/ms в лаборатории IBERSIMS Университета Гранады, Испания. Цирконы выделялись обычным методом, включающим дробление пробы массой 30 кг до фракции 0.5 мм, выделение тяжелой фракции на концентрационном столе и сепа-

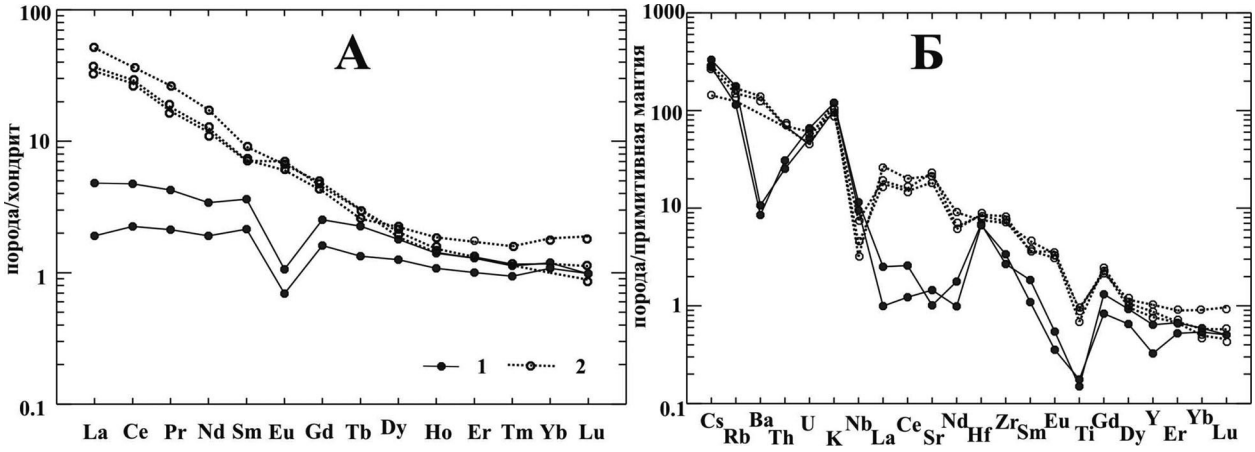


Рис. 1. Распределение РЗЭ (А) и нормированные к примитивной мантии (Б) составы лейкогранитов Соколиного Камня (1) и гранитов аятского комплекса (2).

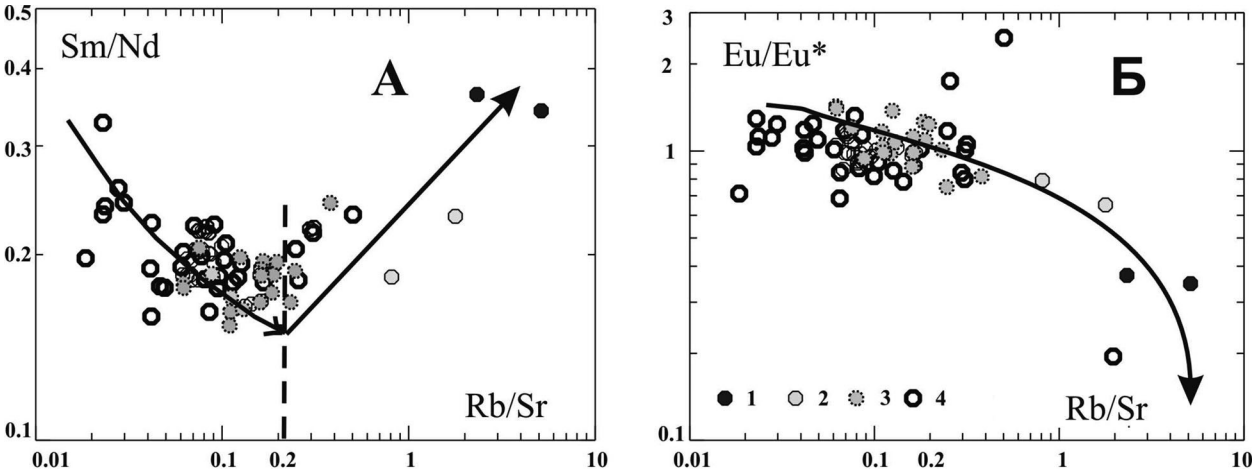


Рис. 2. Изменение Sm/Nd (А) и Eu/Eu* (Б) в зависимости от Rb/Sr в различных гранитоидах Верхисетского массива:

1 – гранат-мусковитовые лейкограниты Соколиного Камня; 2 – гранат-биотит-мусковитовые лейкограниты г. Каменной; 3 – граниты аятского комплекса; 4 – другие гранитоиды массива.

рации в тяжелых жидкостях. Конечный отбор цирконов осуществлялся вручную на бинокулярном микроскопе. Отобранные вручную цирконы плюс стандарты – несколько зерен циркона Temora, одно зерно SL13 и несколько зерен циркона GAL – помещаются в шайбу диаметром 3.5 см, полируются и фотографируются в отраженном и проходящем свете, во вторичных электронах и методом катодолюминесценции. После интенсивной очистки шайба покрывается золотом толщиной 80 мкм. В каждой выбранной точке анализировалась следующая последовательность изотопов: $^{196}Zr_2O$, ^{204}Pb, $^{204.1}$ фон, ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb, ^{238}U, ^{248}ThO, ^{254}UO. Первичный пучок, состоящий из $^{16}O^{16}O_2^+$, имеет значение интенсивности от 4 до 5 мкА, с диафрагмой Кохлера в 120 мкм, который создает пятно размером 17 × 20 мкм на цели, вторичный кратер составляет 80 мкм, достигая разрешения около 5000 на 1 % высоты пика. Более подробную информацию о процедуре можно почерпнуть из источников [Black et al., 2003; Williams, 1998]. Обработка данных осуществлялась программой SHRIMPTOOLS, специально приспособленной Ф. Беа к IBERSIMS (доступна на сайте www.ugr.es/~fbea).

Изученные цирконы представлены идиоморфными кристаллами с преобладающей длиннопризматической формой. Почти все цирконы имеют сложное внутреннее строение с неотчетливо выраженной ритмичной зональностью и частыми включениями. Некоторые кристаллы циркона имеют следы дробления и регенерации, что говорит о долгой истории преобразования этих цирконов. В целом для цирконов характерно умеренное содержание U (79.3–185.0 г/т), Th (36.4–104.0 г/т) и Th/U – 0.43–0.60. Малые интервалы этих величин говорят об однородной популяции цирконов. Среднее значение возраста по замерам десяти зерен циркона составило 336 ± 5 млн лет. Эта цифра не может быть принята за возраст кристаллизации лейкогранитов по ря-

ду причин. Во-первых, они обладают массивной текстурой, характерной только для самых молодых образований в пределах массива. Во вторых, они залегают среди гнейсовидных гранодиоритов северской серии с U-Pb возрастом в 310 ± 5 млн лет и, вероятнее всего, образуют в них шток. Таким образом, время формирования лейкогранитов Соколиного Камня (моложе чем 310 млн лет) не совпадает с U-Pb возрастом цирконов. Вероятнее всего, цирконы имеют реститогенную природу и унаследованы лейкогранитами из своего источника.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 15-05-00576 и УрО РАН, проект № 15-18-5-24. Публикация IBERSIMS № 42.

ЛИТЕРАТУРА

Зинькова Е.А. Геохимия, история формирования и петрогенезис Верхисетского гранитоидного батолита. Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. 23 с

Зинькова Е.А., Ферштатер Г.Б. Синплутонические дайки в гранитоидах Верхисетского массива (Средний Урал) // Литосфера. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. № 2. С. 141-151.

Зинькова Е.А., Ферштатер Г.Б., Родионов Н.В. U-Pb-цирконовый возраст диоритов чусовской габбро-диоритовой серии Верхисетского массива (Средний Урал) // Докл. РАН. Москва: Наука, 2009. Т. 425. № 1. С. 72-75.

Смирнов В.Н., Иванов К.С., Шокальский С.П., Падерин И.П. Результаты U-Pb датирования цирконов из гранитоидов Верхисетского и Краснопольского массивов (Восточный склон Урала) // Региональная геология и металлогения. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2011. № 48. С. 50-59.

Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Aleinikoff, J.A., Davis, D.W., Korsch, J.R., Foudolis, C., 2003. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. Chemical Geology 200, 155-170.

Williams, I.S. (1998) U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: McKibben, M.A., Shanks III, W.C., Ridley, W.I. (Eds.), Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Reviews in Economic Geology v. 7. (pp. 1-35).

GEOCHEMICAL FEATURES, AGE AND GEODYNAMIC SETTING OF LEUCOGRANITES OF SOKOLINYJ KAMEN OF THE VERKHISETSK MASSIF, MIDLE URALS

Zinkova E.A., Montero P.**, Bea F.***

*A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, Ekaterinburg, Russia, zinkova@yandex.ru

**University of Granada, Spain, pilar_montero@me.com

The Verkhisetsk batholith – the Urals largest and the most well-studied plutonic body – is located near Ekaterinburg within the paleocontinental margin. Granitoids are accompanied by small basic intrusion, synplutonic mafic dykes and melanocratic enclaves [Zinkova, Fershtater, 2007] and have mantle-crust origin. Isotopic investigations revealed two main stages in history of development of batholith [Zinkova, 1997; Zinkova et al, 2009; Smirnov et al, 2011].Tonalite-trondjemite plutons were formed during the first stage under the continental margin setting (380–369 Ma ago). Granodiorite and adamellite-granite plutons were formed during the second stage, connected with early episode of collision magmatism (315–300 Ma ago). This stage is characterized by small independent nondeformed granite plutons, which are discordant to the internal structure of the massif. The most typical rocks of this stage are nondeformed adamellite and granite of ayat unit, dated at 300 Ma and located in the central part of the batholith. In addition to them, in an outer part of massif there are rare species – muscovite-garnet leucogranites, composing rock outcrops of Sokolinyj Kamen, within the severka structure of Verkhisetsk massif. This paper is devoted to leucogranites of Sokolinyj Kamen.

Leucogranites make up a small body with size 300 × 200 × 100 m, which is located among the granodiorites of severka unit, dated at 310 ± 2 Ma (U-Pb zircon age). Contacts with host granodiorites are not observed. It should be noted that the body of leucogranites is situated in the zone of xenoliths of metabasites among the granodiorites of severka unit.

Leucogranites are a light-colored medium to coarse-grained nondeformed rocks. They consist of quartz, K-feldspar, plagioclase, muscovite, garnet. Accessory minerals are apatite, zircon, monazite, xenotime. Zircon is less abundant than monazite, as evidenced by low content of Zr in whole rock (26.18–33.09 ppm). Garnet forms some schlieren, irregularly distributed through the rock. Sometimes in the schlieren there is a poicilitic structure due to the presence of idiomorphic grains of plagioclase in the garnet matrix, indicating a late crystallization of the garnet.

Leucogranites belong to the high-potassium calc-alkaline series. The content of K_2O in them varies from 3.84 to 3.87 wt %. The value of the aluminum saturation index (ASI) in leucogranites varies from 0.94 to 1.2, indicating their transit position between metaluminous and peraluminous series. Leucogranites have low contents of TiO_2 (0.03–0.05 wt %), MgO (0.18–0.23 wt %), CaO (0.52–0.70 wt %). They are characterized by deep Eu minimum, low contents of LREE, lower contents of Sr (19.16–27.41 ppm), Ba (53.58–66.92 ppm), Zr (26.18–33.09 ppm) versus ayat granites (Fig. 1). In the granitoids of the massif there is a negative correlation between the Sm/Nd and Rb/Sr ratio, which changes to a positive in leucogranites Fig. 2, A). The value of the Sm/Nd ratio reaches the maximum (0.363) in the leucogranites of Sokolinyj Kamen. Probably, such an inversion occurs because of a change in the paragenesis of the fractionating minerals: in the first group, which includes the majority granitoids of the massif, a big role is played by the hornblende, while in the second group this mineral is absent and fractionation occurs due to mica, feldspars and accessory minerals (zircon, monazite, xenotime). Most granitoids in the massif are characterized by the absence of an europium anomaly, whereas leucogranites have a deep Eu minimum, the value of which decreases with increasing Rb/Sr ratio (Fig. 2, B). The above petro-geochemical features of muscovite-garnet leucogranites indicate a high degree of their differentiation.

We conducted SHRIMP IIe/mc U-Pb zircon dating of the leucogranites at IBERSIMS Laboratory, University of Granada, Spain. An approximately 30-kg sample taken for isotope dating was crushed to a fraction of 0.5 mm. Zircons were extracted using the Wifley table and heavy liquid technique and hand picked under a microscope.

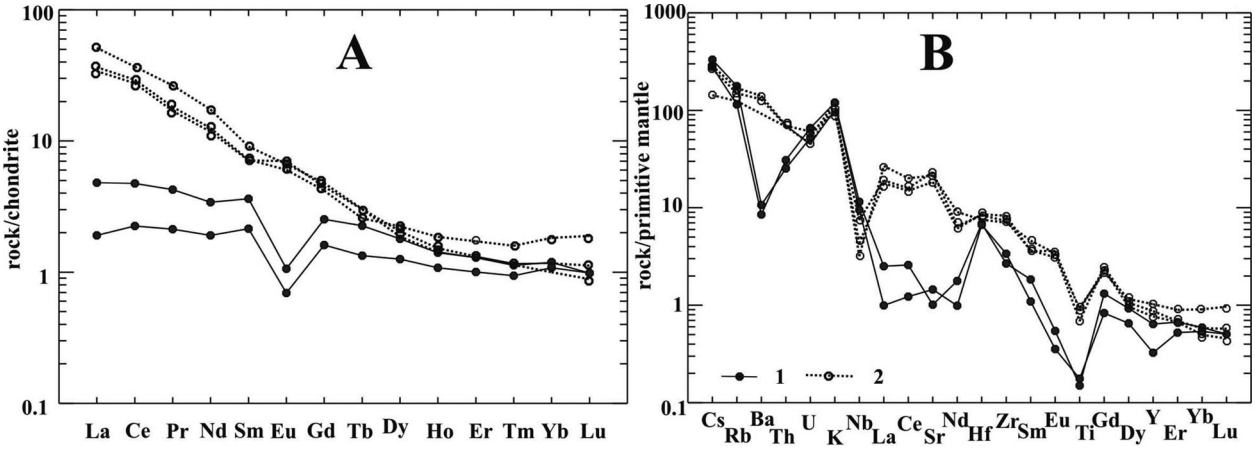


Fig. 1. Chondrite-normalized REE patterns (A) and the distribution of primitive mantle-normalized trace element contents (B) in leucogranites of Sokolinyj Kamen (1) and in granites of ayat unit (2).

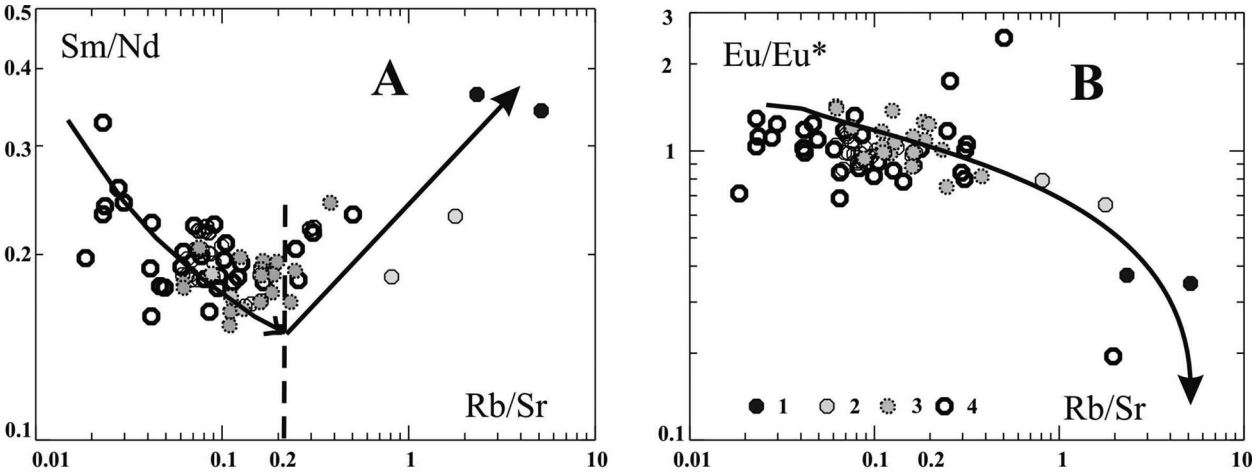


Fig. 2. Sm/Nd (A) and Eu/Eu* (B) versus Rb/Sr in granitoids of Verkhisetsk massif:

1 – garnet-muscovite leucogranites of Sokolinyj Kamen; 2 – garnet-biotite-muskovite leucogranites of mountain Kamennya; 3 – granites of ayat unit; 4 – other granitoids of the massif.

Hand-picked zircons from the studied sample, several grains of the TEMORA and one grain of the SL13 zircons standards, plus a few grain of the GAL zircon are cast on a 3.5 cm diameter epoxy mount (megamount), polished and documented using optical (reflected and transmitted light) and scanning electron microscopy (secondary electrons and cathodoluminescence). After extensive cleaning, mounts are coated with gold (80 microns thickness) and inserted into the SHRIMP for analysis. Each selected spot is rastered with the primary beam during 120 s prior to the analysis, and then analyzed during 6 scans following the isotope peak sequence $^{196}Zr_2O$, ^{204}Pb, $^{204.1}$background, ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb, ^{238}U, ^{248}ThO, ^{254}UO. Every peak of every scan is measured sequentially 10 times with the following total counting times per scan: 2 s for mass 196; 5 s for masses 238, 248, and 254; 15 s for masses 204, 206, and 208; and 20 s for mass 207. The primary beam, composed of $^{16}O^{16}O_2^+$, is set to an intensity of 4 to 5 pA, with a Kohler aperture of 120 microns, which generates 17 × 20 micron elliptical spots on the target. The secondary beam exit slit is fixed at 80 microns, achieving a resolution of about 5000 at 1 % peak height. More detailed information about the procedure can be obtained from sources (Black et al., 2003; Williams, 1998). Data reduction is done with the SHRIMPTOOLS software (available from www.ugr.es/~fbea), specifically developed for IBERSIMS by F. Bea.

Zircon are represented by euhedral crystals with a predominantly long-prismatic shape. Almost all zircons have a complex internal structure with an indistinctly pronounced rhythmic zonation and frequent inclusions. Some zircon crystals have traces of crushing and regeneration, which suggests a long history of their life. In general, zircons are characterized by a moderate content of U (79.3–185.0 ppm), Th (36.4–104.0 ppm) and Th/U – 0.43–0.60. Small intervals of these values indicate a homogeneous population of zircons.

The average value based on ten data points is 336 ± 5 Ma. This value can not be accepted for the age of crystallization of leucogranites for a number of reasons. First, they are not deformed, which is characteristic only of the yongest rocks in the massif. Secondly, they are located among gneissoid granodiorites of severka unit, dated at 310 ± ± 5 Ma (U-Pb zircon age), and most likely, form stock. Thus, the time of formation of the leucogranites of Sokolinyj Kamen (yonger than 310 Ma), does not coincide with the age of zircons. Most likely, zircons have a rectitic nature and are inherited by leucogranites from their source.

This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (project no. 15-05-00576) and the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences (project no. 15-18-5-24). This is IBERSIMS publication no. 42.

REFERENCES

Zinkova E.A. Geokhimiya, istoriya formirovaniya i petrogenezis Verkhisetskogo granitoidnogo batolita. Avtoreferat dis. kand. geol.-mineral. nauk. Ekaterinburg: IGG UrO RAN, 1997. 23 p. (In Russian)

Zin'kova E.A., Fershtater G.B. Synplutonic dykes in Verkhisetsk granitoid massif (Middle Urals) // Litosfera. 2007, № 2. P. 141-151. (In Russian)

Zinkova E.A., Fershtater G.B. and Rodionov N.V. U-Pb zircon age of the gabbrodiorite series of the Verkhisetsk massif (Middle Urals) // Doklady Earth Sciences, 2009, Vol. 425, No. 2, pp 239-242.

Smirnov V.N., Ivanov K.S., Shokal'skiy S.P., Paderin I.P. Rezul'taty U-Pb datirovaniya tsirckonov iz granitoidov Verkhisetskogo I Krasnopol'skogo massivov (Vostochnyy sklon Urala). Regional'naya geologiya I metallogeniya. 2011, N 48. P. 50-59.

Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Aleinikoff, J.A., Davis, D.W., Korsch, J.R., Foudolis, C., 2003. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. Chemical Geology 200, 155-170.

Williams, I.S. (1998) U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: McKibben, M. A., Shanks III, W. C., Ridley, W. I. (Eds.), Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Reviews in Economic Geology v. 7. (pp. 1-35).

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Хиллер В.В.

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия, ivanovks@igg.uran.ru

Наиболее перспективными на нефть породами в фундаменте осадочных бассейнов являются гранитоиды, особенно разуплотненные процессами вторичных преобразований и тектоникой. Граниты Восточно-Шебурской площади слагают сложно-построенная интрузию, размером примерно 70 × 30 км. По геофизическим данным гранитный массив, вероятно, состоит из трех асегментов и имеет полукольцевое строение (рис. 1). Гранитоиды, разбуренные на глубине 2528 метров в скважине Восточно-Шебурской № 28-р, имеют гнейсовидную текстуру и мелко-среднезернистую структуру. Минеральный состав: калиевый полевой шпат (микроклин), плагиоклаз (альбит), кварц, слюда (мусковит, редко биотит) и акцессорные минералы (титанит, апатит, циркон и монацит). Вторичные изменения проявлены широко и выражаются в пелитизации и серицитизации полевых шпатов. Кроме того, отмечаются выделения вторичного карбоната – сидерита. В целом, порода подверглась интенсивным вторичным изменениям и тектонической переработке. По данным петрохимии и минералогии гранитоиды относятся к разностям нормального и низкощелочного ряда, т.е. к обыкновенным двуслюдяным гранитам. Микроэлементный состав вполне характерен для гранитоидов, распределение редких земель (нормированное на хондрит) показало резкое нарастание легких лантаноидов и отсутствие каких-либо аномалий. На дискриминационных графиках [Pearce et al.,1984 и др.] граниты Восточно-Шебурской площади попадают на границу областей коллизионных гранитоидов (S-тип) с гранитоидами вулканических дуг (I-тип) или в их совместное поле. В целом, исходя из сравнительной петро-геохимической характеристики можно отнести граниты Восточно-Шебурской площади к коллизионным образованиям или S-типу.

Для определения возраста гранитов, мы провели изучение акцессорных минералов с помощью химического датирования (монацит, микроанализатор CAMECA SX 100, ИГГ УрО РАН) и изотопных исследований (циркон, U-Pb, SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ). Монацит относится к цериевым разновидностям и отличается нестабильным химическим составом, с особенно сильными вариациями по торию (ThO_2 от 8.3 до 17.8 мас. %). Построенная изохрона дает возраст 274.5 ± 21 млн лет (рис. 2). Пересечение изохроны со шкалой PbO ниже нуля свидетельствует о том, что в процессе эволюции монацит потерял незначительное радиогенного количество свинца.

Цирконы, выделенные из гранита, представлены хорошо образованными двухголовчатыми кристаллами и их обломками. В лучах катодолюминесценции они имеют как нормальную прямую зональность, так и сложную с округлыми «ядрами» в центре кристаллов. В целом, изученные цирконы дают конкордантный возраст 277.5 ± 2 млн лет, СКВО = 0.77, близкий к полученным результатам по монациту. Кроме того, отмечается несколько зерен с другими датировками – 298, 266, 231 и 60 млн лет, причем самый «древний» возраст установлен в «ядре» циркона, а наиболее молодая датировка получена в краевой зоне кристалла с высокими содержаниями урана и тория; очевидно она отражает один из наиболее поздних этапов тектонической активизации Западно-Сибирской платформы.

Последнее подтверждается и датировками этих гранитов, полученными нами Rb-Sr (247.4 ± 9.1 млн лет) и K-Ar (220 ± 8 млн лет) методами, которые, очевидно, датируют не этап магматического внедрения гранитов, а показывают возраст наложенных вторичных изменений.

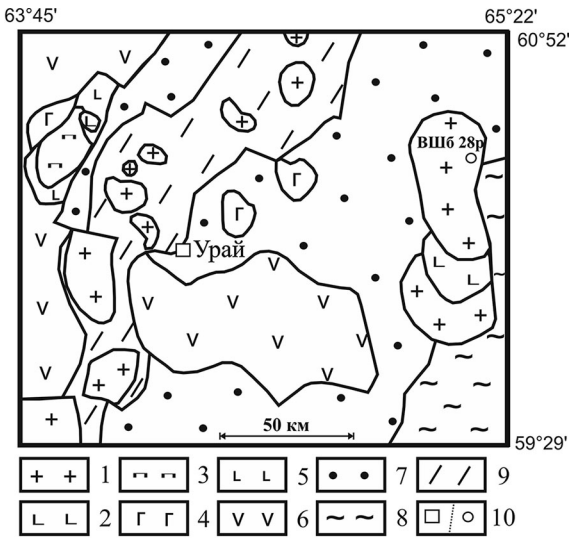


Рис. 1. Фрагмент схематической геологической карты Приуральской части фундамента Западной Сибири (по [Федоров и др., 2006] с нашими дополнениями).

1 – граниты; 2 – плагиограниты, диориты; 3 – ультрабазиты; 4 – габбро; 5 – вулканогенно-осадочные толщи девона; 6 – базальты триаса; 7 – терригенно-карбонатные отложения нижнего карбона; 8 – терригенно-сланцевая формация карбона; 9 – сиалические гнейсы, сланцы; 10 – квадратом обозначен город, кругом – скважина Восточно-Шебурская 28-р.

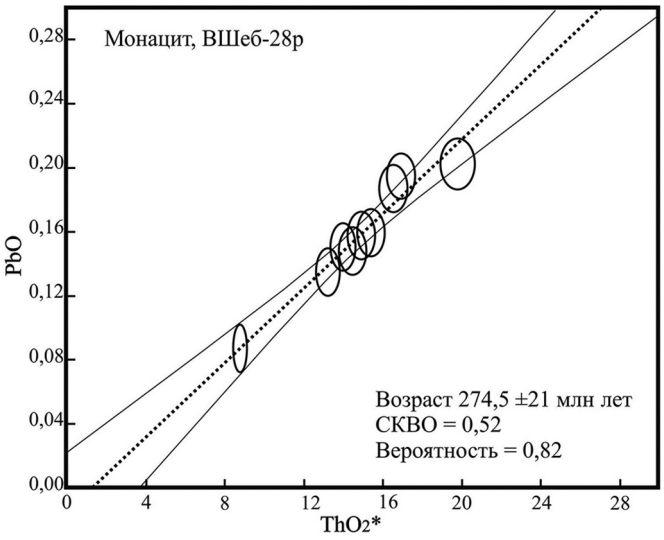


Рис. 2. Линейная зависимость PbO-ThO_2* для монацита из гранита Восточно-Шебурской площади. ThO_2* = = (ThO_2+$UO_2^{экв}$), где $UO_2^{экв}$ – содержание урана, пересчитанное в эквивалентное содержание тория, способное произвести то же количество Pb за время жизни системы при равенстве U-Pb и Th-Pb-значений возраста.

Рубидий-стронциевая изохрона совпадает в пределах погрешности с временем заложения системы рифтов Западной Сибири (≈ 250 млн лет [Медведев и др., 2003; Иванов, Ерохин, 2014; и др.]) и можно достаточно уверенно предполагать, что датированный Rb-Sr системой процесс являлся подъемом Восточно-Шебурских гранитов на уровень верхней коры при рифтогенезе и растяжении региона.

Таким образом, гранитоиды Восточно-Шебурского площади испытали несколько стадий преобразований, вызванных различными процессами, сместившими изотопно-возрастные метки породы. Магматическое внедрение и кристаллизация гранитной интрузии происходило в верхней половине ранней перми. Этот возраст (277.5–274.5 млн лет; артинский – кунгурский века) надежно фиксируется анализами, сделанными двумя методами по акцессорным монациту и циркону. Rb-Sr система зафиксировала подъем Восточно-Шебурских гранитов на уровень верхней коры при рифтогенезе и растяжении региона на границе перми и триаса. Более молодые датировки отражают влияние различных этапов тектоно-магматической активизации [Федоров и др., 2004], достаточно часто фиксируемых в доюрском основании Западной Сибири, особенно в нефтеносных районах.

Исследования проводятся при поддержке Российского научного фонда, проект № 16-17-10201.

ЛИТЕРАТУРА

Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Кирда Н.П. Геохимия пермотриасовых вулканитов Западной Сибири // Геология и геофизика, 2003. Т. 44. № 1-2. С. 86-100.

Иванов К.С., Ерохин Ю.В. Палеогеодинамика формирования системы триасовых грабенов Западной Сибири // Доклады РАН, 2014. Т. 458. № 4. С. 442-445.

Федоров Ю.Н., Иванов К.С., Кормильцев В.В., Ерохин Ю.В., Князева И.В., Сажнова И.А. Основные черты строения и развития доюрского основания западной части ХМАО // Сборник «Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО». Ханты-Мансийск, 2006. Т. 1. С. 122-132.

Федоров Ю.Н., Криночкин В.Г., Иванов К.С., Краснобаев А.А., Калеганов Б.А. Этапы тектонической активизации Западно-Сибирской платформы (по данным K-Ar метода датирования) // Доклады РАН. 2004. Т. 397. № 2. С. 239-242.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journal of Petrology, 1984. V. 25. P. 956-983.

ПРИЗНАКИ КОРОВОЙ КОНТАМИНАЦИИ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ МАНТИЙНЫХ ВУЛКАНИТАХ ВЕТРЕНОГО ПОЯСА (ЮГО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)

Иванова Н.Д., Корсаков А.К., Межеловская С.В., Межеловский А.Д.

ФГБОУ ВО Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе (МГРИ-РГГРУ), Москва, Россия, Mezhelsofya@gmail.com

Ветреный Пояс расположен в юго-восточной части Балтийского щита и простирается с севера-запада на юго-восток примерно на 250 км, при ширине выходов от 15–85 км. Пояс является осадочно-вулканогенным и представляет собой узкую вытянутую зеленокаменную структуру, на северо-востоке граничит с Беломорским подвижным поясом по зоне регионального надвига, четко фиксирующегося в геофизических полях по гравитационной ступени, на юго-западе Ветреный Пояс надвинут на палеоархейское серогнейсовое основание и мезоархейские зеленокаменные пояса Карельской гранит-зеленокаменной области. Максимальная мощность слагающего пояс осадочно-вулканогенного зеленокаменного комплекса достигает 3.5–4.0 км. Породы пояса метаморфизованы в пренит-пумпеллиитовой субфации зеленосланцевой фации.

В разрезе Ветреного Пояса выделяют следующие свиты: терригенно-осадочная токшинская свита, сложенная различными кварцитами и кварцевыми гравелитами. Далее идет киричская свита, представленная андезибазальтами, андезитами и их туфами. Выше залегает ряд терригенно-осадочных свит: это калгачинская свита конгломератов, кожозерская свита известняков, доломитов, мергелей и виленгская свита песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Завершает разрез свита ветреного пояса сложенная вулканитами коматиитовой серии и туфами основного состава.

Возраст Ветреного Пояса долгое время оставался предметом бурных дискуссий, и в разные годы относился то к сумию, то к сариолию и даже к ятулию. В конце 90-х годов появились Sm-Nd датировки, которые составили 2410 ± 34 млн лет [Puhtel et al., 1997], позже были получены U-Pb и Re-Os датировки, которые составили 2405 ± 5 млн лет [Межеловская и др., 2016] и 2407 ± 6 млн лет [Puhtel et al., 2016] соответственно, после чего структуру стали относить к сумийскому надгоризонту палеопротерозоя.

Ранее авторами было установлено, что Ветреный Пояс заложился на континенте и формировался в интервале от 2654 ± 38 млн лет до 2984 ± 3 млн лет [Межеловская и др., 2016]

В составе Ветреного Пояса выделяется две вулканогенные свиты: киричская ближе к основанию (андезибазальты и андезиты) и свита ветреного пояса (коматиитовые базальты), которая завершает разрез структуры. Такая последовательность вулканизма по составу носит антидромный характер, что неудивительно, ярким примером является Имандра-Варзугский сектор, где на кислых вулканитах сейдореченской свиты залегают коматиитовые базальты полисарской свиты. Однако рядом исследователей были предприняты попытки датирования андезитов киричской свиты Ветреного Пояса и долгое время за истинный возраст ошибочно принималась цифра 2437 млн лет [Puhtel et al., 1997] определенная U-Pb методом по циркону из некого дацита, позже выяснилось, что это возраст интрузивного массива кварцевых диоритов.

Киричская свита андезибазальтов и андезитов изучалась авторами на протяжении нескольких полевых сезонов по немногочисленным обнажениям на территории Водлозерского национального парка в пределах Киричской вулкано-плутонической структуры. Макроскопически породы в обнажениях носят следы явных преобразований, повсеместно встречаются порфировые включения, замещенные минералами группы эпидота, местами породы брекчированы и обильно эпидотизированы. При петрографическом изучении вулканитов киричской свиты было установлено, что породы по составу отвечают базальтам, андезибазальтам, редко андезитам. Преобладают амфиболы (актинолит-тремолит), слагающие основную массу, часто встречаются зерна рудных минералов. Плагиоклаз представлен мелкими таблитчатыми выделениями, образует простые двойники, замещается агрегатом соссюрита. Иногда встречается ориентировка минералов, что свидетельствует о возможном влиянии разрывной тектоники. От первичных минералов практически ничего не сохранилось, в целом породы преобразованы в эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. На классификационной диаграмме Le Bas et al. (1986) породы свиты относятся к андезибазальтам и андезитам. На петрохимических диаграммах Гущина А.В. (1999) породы являются высоко- и ультрамагнезиальными – содержания MgO от 6.51 до 9.39 %; низкощелочными; низко- и умереннокалиевыми, – содержания K_2O от 0,07 до 1.32 %; умереннотитанистыми, – содержания TiO_2 от 0.65 до 0.97 %; умеренно- и высокожелезистыми, – содержания суммарного железа от 6.35 до 12.3 %. На диаграмме Jensen (1976) породы свиты относится к высокомагнезиальным базальтам толеитовой серии. При анализе редких и редкоземельных элементов, нормированных на примитив-

ную мантию и по хондриту, наблюдается устойчивая отрицательная Nb и P аномалии и слабая по Ti, содержания Ba превышают таковые в примитивной мантии в 10–40 раз, Rb в 4–25 раз. На диаграмме распределения редкоземельных элементов, нормированных по хондриту, наблюдается плавное понижение кривой распределения в сторону тяжелых элементов.

Из андезибазальтов была отобрана проба объемом около 10 кг из которой были выделены цирконы в лаборатории ГИН РАН. Удивление вызвало количество цирконов (около сотни зерен), не характерное для пород такого состава. Большинство зерен представлены мелкими изометричными выделениями с хорошей магматической зональностью, иногда призматическими вытянутыми и осколочными разновидностями. По цирконам было проведено U-Pb изотопное датирование методом лазерной абляции в лаборатории ГЕОХИ РАН. Всего было про датировано 28 зерен, 2 зерна были исключены в связи с высокой степенью дискордантности. Все полученные возраста лежат в интервале от 2817 ± 45 до 2863 ± 38 млн лет, что отвечает мезоархею. Для установления природы цирконов в 14 зернах были определены содержания редких и редкоземельных элементов. Отношение U/Th 1.37–3.09 в среднем 2.06; Hf/U 93–268, в среднем 147; Eu/Eu* в среднем 0.65, что весьма близко к таковым в магматических цирконах. Характер распределения редких элементов, нормированных к хондриту имеет явную положительную Ce и отрицательную Eu аномалии и в целом идентичен с распределением в гранит-аплитах.

Ранее авторами была предпринята попытка датирования коматиитовых базальтов свиты ветреного пояса, с целью уточнения возраста структуры. Из двух проб удалось выделить по одному зерну циркона по которым было проведено U-Pb датирование методом TIMS в лаборатории КНЦ РАН. Из раскристаллизованной части лавового потока был выделен циркон изометричной формы, водяно-прозрачного цвета, без признаков зональности, возраст данного циркона составил 2405 ± 5 млн лет. В пробе базальта со структурой спинифекс пироксенового типа также было выделено единичное зерно циркона призматической формы светло-желтого цвета, со следами коррозии и низкими содержаниями. Судя по призматическому облику и следам коррозии скорее всего он был захваченным лавовым потоком. Возраст данного ксеногенного циркона составил 2850 ± ± 5 млн лет. Для уточнения возраста структуры была отобрана проба из комагматичного интрузива Руйга, из 40 кг габбро-норита удалось извлечь три зерна циркона, дискордия, построенная по трем точкам, имеет верхнее пересечение 2415 ± 11 млн лет СКВО ± 0.71 и отражает возраст кристаллизации габброноритов.

Таким образом полученные данные позволяют сделать следующие выводы: структура Ветреного Пояса заложилась на континенте на рубеже архея и протерозоя, но не древнее 2654 млн лет, а закончила свое формирование в интервале 2405–2415 млн лет. Цирконы, выделенные из нижней вулканогенной толщи, по количеству являются аномальными, по зональности и морфологии относятся к магматическим, а характер распределения редких элементов позволяет предположить их кристаллизацию из кислого магматического источника, возраст полученный по цирконам укладывается в узкий интервал 2817–2863 млн лет, что соответствует возрасту ТТГ комплексов, обрамляющих вулкано-плутоническую структуру, следовательно данные цирконы скорее всего являются захваченными при сумийском вулканизме. В работах [Puhtel et al., 2016], доказывается контаминация коматиитовых расплавов завершающего этапа ТТГ комплексами Водлозерского блока, что также объясняет наличие циркона с возрастом 2850 ± 5 млн лет в дифференцированном лавовом потоке. А антидромная последовательность вулканизма может быть связана с различной степенью контаминации коровым веществом первично мантийных расплавов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант № 17-05-00592 А.

ЛИТЕРАТУРА

Межеловская С.В., Корсаков А.К., Межеловский А.Д., Бибикова Е.В. Временной диапазон формирования осадочно-вулканогенного комплекса Ветреного Пояса. «Стратиграфия, геологическая корреляция». Издательство Наука (М.), 2016 г., том 24, № 2, с. 3-16.

Puhtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W., Chauvel C., Kulikov V.S., Garbe-Schnberg C.D., Nemchin A.A. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere//Geochim. Cosmochim Acta. 1997. Vol. 61. P. 1205-1222.

Puchtel, I.S., Touboul, M., Blichert-Toft, J., Walker, R.J., Brandon, A.D., Nicklas, R.W., Kulikov, V.S. and Samsonov A.V. Lithophile and siderophile element systematics of Earth's mantle at the Archean-Proterozoic boundary: Evidence from 2.4 Ga komatiites. Geochimica et Cosmochimica Acta. 2016.180 227-255.

ВЫСОКО-Mg МЕЛАНОДИОРИТЫ ЧЕЛЯБИНСКОГО БАТОЛИТА

Каллистов Г.А., Осипова Т.А.

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН,
Екатеринбург, Россия, Kallistov@igg.uran.ru

Высоко-Mg породы среднего состава, встречающиеся в различных геодинамических обстановках на разных возрастных уровнях, описаны в многочисленных публикациях [Martin et al., 2005; Qian, Hermann, 2010; Castillo, 2012; Mazhari, 2016 и др.].

В Челябинском батолите, расположенном в северном замыкании южного сегмента Восточно-Уральской зоны (южного сектора палеоконтинентальной зоны по Г.Б. Ферштатеру [Ферштатер, 1992]), высоко-Mg меланодиорит слагает синплутоническую дайку в породах ранней фазы становления батолита позднедевонско-раннекаменноугольных (361 млн лет) гранодиоритах [Каллистов, 2014]. Монолитное материнское тело дайки по простиранию разделяется на отдельные фрагменты неправильной формы, изначально образующие плотное скопление – «рой». По мере удаления от материнского тела плотность «роя» уменьшается вплоть до отдельных включений, а их очертания становятся более округлыми. При этом ни дайка, ни вмещающие гранодиориты не имеют закаленных контактов.

Меланодиорит характеризуется массивной текстурой и порфировидной структурой, обусловленной присутствием фенокристаллов (5–6 мм в поперечнике) амфибола и, вероятно, пироксена – в настоящее время сохранились лишь псевдоморфозы амфибола или амфибола и флогопита по пироксену; в таких вкрапленниках нередко присутствуют мелкие (до 15 мкм) округлые выделения кварца. Иногда фенокристы амфибола, представленные магнезиальной роговой обманкой, реже – реликтовым паргаситом, содержат включения крупных, занимающих почти всю площадь зерна, резорбированных чешуй флогопита. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая в сочетании с пойкилитовой: интерстиции между крупными выделениями темноцветных минералов выполнены резко ксеноморфным кислым плагиоклазом, который содержит включения мелких идиоморфных зерен амфибола, призмы апатита, редко – кварц. Последний изредка также присутствует в интерстициях в виде отдельных ксеноморфных зерен. Характерные акцессории – апатит; магнетит, титанит, единичные зерна ильменита и рутила, циркон. Кристаллы циркона, представленные двумя морфотипами (удлиненным до игольчатого и короткопризматическим до субизометричного), часто несут следы растворения. Важной чертой минерального состава породы является наличие в ней хромита, который образует, главным образом, включения в амфиболе. Хромит представлен преимущественно мелкими (10–20 мкм), редко до 200 мкм субизометричными зернами. По составу он приближается к «феррихромиту» – при высоких значениях Cr# (0.58–0.78, Fe2+# (0.89–0.98) обеднен MgO (до 2 мас. %), Al_2O_3 (до 7 мас. %) и TiO_2 (0.3–0.7 мас. %); постоянно содержит примеси ZnO (до 2 мас. %) и MnO (до 1,5 мас. %). Наиболее крупные зерна хромита содержат включения серпентина, которые близ краев зерна-хозяина хромита подвергаются отальковванию.

Порода подвержена эпигенетическим изменениям: первичные паргасит и, вероятно, пироксен, практически нацело псевдоморфно замещены магнезиальной роговой обманкой, а затем и актинолитом и, местами, вторичным биотитом и хлоритом. В темноцветных минералах и в породе в целом присутствуют мелкие зерна сульфидов (главным образом, пирит, очень редко – хизлевудит). Плагиоклаз в настоящее время часто деанортизирован – представлен агрегатом альбита и серицита с эпидотом.

Меланократовый диорит принадлежит высококалиевому ряду и является нормальнощелочным. Наиболее яркой чертой его химизма является очень высокое содержание MgO (12.5 мас. %), что определяет высокий Mg# (0.74) и присутствие в нормативном составе оливина. Порода обогащена Cr, Co и Ni (~ 700, 45, 313 г/т, соответственно), обеднена Y (15 г/т). Спектр распределения РЗЭ в меланократовом диорите характеризуется умеренной степенью дифференциации ($(La/Yb)_n$ = 15), обусловленной обеднением тяжелыми РЗЭ, и отсутствием европиевой аномалии. В мультиэлементном спектре породы отчетливо проявлены отрицательные Nb и Ti аномалии. Изотопный состав неодима в породе характеризуется близким к «0» значением εNd (–0.74), величина первичного отношения стронция $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ = 0.70480.

Такие особенности химического состава, как очень высокие концентрации MgO, K_2O, высокий Mg#, обеднение ТРЗЭ, отсутствие Eu-аномалии, низкие концентрации Y, заметные отрицательные Nb и Ti аномалии, позволяют сопоставить меланократовый диорит синплутонической дайки с санукитами из вулканического пояса Сеточи в Японии, санукитоидами, а также отождествляемыми с ними высокомагнезиальными диоритами Han-Xing Северного Китая [Martin et al., 2005; Qian, Hermann, 2010; Tatsumi, 2008]. Важно отметить, что меланодиориты, подобные по химизму и минеральному составу меланодиориту синплутонической дайки Че-

лябинского массива, слагают сингранитную интрузию в позднекаменноугольном Шабровском массиве на Среднем Урале [Пушкарев, Осипова, 1993; Прибавкин, 2000; Прибавкин, Замятин, 2010].

К настоящему времени для объяснения образования высоко-Mg пород среднего состава рассматриваются различные механизмы корово-мантийного взаимодействия, сущность которых – взаимодействие мантийного источника того или иного состава и корового компонента. Природа и состав мантийных и коровых источников, определяющих специфику высоко-Mg гранитоидов, как и локализация процесса их взаимодействия в разрезе земной коры, в различных обстановках очень разнятся [Martin et al., 2005; Qian, Hermann, 2010; Castillo, 2012; Mazhari, 2016 и др.].

В меланодиорите Челябинского массива количественное преобладание амфибола и флогопита в минеральном составе указывает на значимую роль H_2O в процессе магмогенерации. Химический состав хромита в меланодиорите отвечает метаморфизованным разностям, или преобразованным в результате воздействия кислого расплава [Barnes, Roeder, 2001; Спиридонов и др., 1997]. Косвенным свидетельством в пользу последнего варианта может служить факт отталкования серпентина включений, заключенных в зерне хромита. Для очень близких по химическому составу высокомагнезиальных диоритов Северного Китая предложен механизм взаимодействия нижнекоровых кислых расплавов с материалом перидотита на коровом уровне [Qian, Hermann, 2010]. В качестве источника кислого расплава для образования меланодиорита Челябинского массива могут предполагаться гранитные породы юной уральской континентальной коры типа венд-кембрийской ТТГ–ассоциации рассмотренной в работе [Попов и др., 2003]. Для реставрации состава «мантийного» компонента пока недостаточно фактических данных.

Работа выполнена при финансовой поддержке Уральского отделения РАН (проект 15-18-5-24).

ЛИТЕРАТУРА

Зинькова Е.А., Ферштатер Г.Б. Синплутонические дайки в гранитоидах Верхисетского массива (Средний Урал) // Литосфера. 2007. № 2. С. 141-151.

Каллистов Г.А. Длительность и этапы становления пород Челябинского гранитоидного батолита // Ежегодник-2013 Института геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. С. 434-349.

Прибавкин С.В. Петрология основных пород в гранитоидах Шабровского и Шарташского массивов. Автореферат дис. 2000. 28 с.

Прибавкин С.В., Замятин Д.А. Хромсодержащий эпидот из меланодиоритов Шабровского массива, Средний Урал // Ежегодник-2009 Института геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 173-180.

Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В. Возраст поздних орогенных гранитоидов Урала по данным U-Pb - изотопии цирконов (на примере Шарташского и Шабровского массивов) // Доклады академии наук. 2011. Т. 438, № 3. С. 369-373.

Пушкарев Е.В., Осипова Т.А. Гранитоидные включения в базитах Шабровского массива // Ежегодник-1992 Института геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1993. С. 44-47.

Попов В.С., Тевелев Ал.В., Беляцкий Б.В., Богатов В.И., Петрова А.Ю., Журавлев Д.З., Осипова Т.А. Изотопный состав Nd и Sr в гранитоидах Урала как показатель взаимодействия мантия-кора // Записки ВМО, 2003. Вып. 3. ч. CXXXII. С. 16-38.

Спиридонов Э.М., Барсукова Н.С., Бакшеев И.А., Плетнев П.А., Середкин М.В. Процессы преобразований первичных хромшпинелидов гипербазитов Баженовского, Карабашского, Шабровского, Сарановского Нуралинского массивов, мелких тел Березовского и Гумбейского месторождений Урала // Уральская летняя минералогическая школа-97. Екатеринбург: УГГГА, 1997. С. 23-27.

Ферштатер Г.Б. Структурно-формационная зональность Урала и магматизм // Геотектоника, 1992. № 6. С. 3-17.

Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро М.П., Слэрроу Дж. Роговообманковое габбро Урала: типизация, геохимические особенности и петрогенезис // Геохимия. 2004. № 7. С. 707-728.

Barbarin B. Enclaves of the Mesozoic calc-alkaline granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California // Enclaves and Granite Petrology / J. Didier, B. Barbarin (ed.). Development in Petrology. 1991.13. Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo. P. 135-153.

Barnes S., Roeder P. The ranger of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks / Journal of Petrology. 2001. V. 42, № 12, P. 2279-2302.

Castillo, R.C. Adakite petrogenesis. Lithos. 2012. P. 134-135, 304-316.

Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D.An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution / Lithos. 2005. 79. P. 1-24.

Mazhari S.A. Petrogenesis of adakite and high-Nb basalt association in the SW of Sabzevar Zone, NE of Iran: Evidence for slab meltemantle interaction / Journal of African Earth Sciences. 2016. 116. P. 170-181.

Qian Q., Hermann J. Formation of High-Mg Diorites throughAssimilation of Peridotite by Monzodiorite Magma at Crustal Depths / Journal of Petrology. 2010. V. 57, № 7, P. 1381-1416.

Tatsumi, Y. Making continental crust: The sanukitoid connection.Chinese Science Bulletin. 2008. 53, 1620-1633.

HIGH-Mg DIORITES IN THE CHELYABINSKY BATHOLITH (SOUTH URALS)

Kallistov G., Osipova T.

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS,
Ekaterinburg, Russia, Kallistov@igg.uran.ru

High-Mg diorites of different age are discovered in different tectonic settings and are reported in numerous publications [Martin et al., 2005; Qian, Hermann, 2010; Castillo, 2012; Mazhari, 2016; etc.].

The Chelyabinsky batholith is located in the north of the Southern part of the East-Uralian zone (the Paleocontinental zone, accordingly to [Fershtater, 1992]). In Chelyabinsky batholith we found a high-Mg diorite synplutonic dyke intruded in subduction-related Late-Devonian – Early Carboniferous granodiorite (361 Ma), which is one of the first unit of the batholith [Kallistov, 2014]. The high-Mg diorites occur as dike, which is dismembered along stretching and becomes a swarm of globular mafic bodies (enclaves) and then only some separate enclaves. Nor diorite, nor host were chilled.

The high-Mg diorite is melanocratic, consisting of, phlogopite, plagioclase less calcic than andesine, rare quartz. The rock texture is porphyritic due to phenocrysts (up to 5–6 mm size) of horblende and, primary, pyroxene, which now is completely pseudomorphically replaced by the hornblende or horblende and phlogopite. Quite often such 'apopyroxene' phenocrysts contain small (about 15 mkm) quartz grains. The texture of ground-mass is subeugedral and poikilitic: the spaces between phenocrysts are occupied by subeugedral plagioclase (and rare – quartz) and large anhedral plagioclase grains enclosing small crystals of hornblende, apatite and very rare quartz grains. The primary horblende is pargasite, but very often it is replaced by magnesiohornblende. As a rule the horblende phenocrysts (and 'apopyroxene' phenocrysts too) contain the large resorbed phlogopite plates. The typical accessories are apatite, magnetite, titanite, zircon, very rare ilmenite and rutile. There are two types of zircon crystals: elongated as needle and shot-prismatic, both are with the traces of dissolution often. Chromite usually occur inside horblende as tiny (10–20 μm) rare large (up to 200 μm) grains. It is characterized by high Cr# (0.58–0.78, high Fe^{2+}# (0.89–0.98), and low MgO (2 wt %), Al_2O_3 (7 wt %), TiO_2 (0.3–0.7 wt %), the ZnO (2 wt %) и MnO (1.5 wt %) admixture is usual. The most large chromite grains include the serpentine enclaves, which are transform into talc near edge of chromite grain.

The most often alterations in minerals are: primary pargasite and pyroxene are replaced by magnesiohornblende and then by actinolite and/or biotite and chlorite; plagioclase is replaced by the mixture of albite, sericite and epidote; there are some tiny sulfide grains in the rock (mainly pirite, sometimes – heazlewoodite).

The high-Mg diorite is a high-K have moderate total alkali ($Na_2O + K_2O$) contents, and belong to the K-series according to their K_2O/Na_2O value. It has (0.74) as well as Cr, Co и Ni (~700, 45, 313 ppm, accordingly), and low Y concentrations (15 ppm). The (La/Yb)n ratios are moderate (~15) due to low HREE content, the Eu anomaly is absent. The trace element patterns show depletions in Nb and Ti. The dioritoids have nearly zero values of εNd(t) = = –0.74 and initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ (I_{Sr}) ratios 0.70480.

In general (high MgO and Mg#, low HREE and Y, Eu anomaly absence, Nb and Ti depletions) the high-Mg diorites are geochemically similar to the Setouchi volcanic belt sanukites (Japan) and Han-Xing high-Mg diorites (Chaina) [Martin et al., 2005; Qian, Hermann, 2010; Tatsumi, 2008]. It's worth to note about one more example of high-Mg diorite in the Urals. It is the syngranite intrusion in Late-Carboniferous Shabrovsky massif (Middle Urals) [Pushkarev, Osipova, 1993; Pribavkin, 2000; Pribavkin, Zamyatin, 2010].

Now there are some petrogenetic models for H-Mg intermediate magmas which are all thought to result from melting of a mantle peridotite whose composition has been modified by reaction with slab-melts or other crust-derivated melts/fluids [Martin et al., 2005; Qian, Hermann, 2010; Castillo, 2012; Mazhari, 2016, etc.].

As to the H-Mg-diorite in Chelyabinsky batholith the abundant amphibole and phlogopite are the indicators of high H_2O-concentration in the melt. The chromite from the diorite is compositionally similar to the metamorphic chromite or altered by the acid melt chromite [Barnes, Roeder, 2001; Spiridonov et al., 1997]. The serpentine enclaves transformation into talc near edge inside of chromite grain suggest the last version. The very compositional similar Han-Xing H-Mg-diorites are considered as the result of low-crustal melt – mantle peridotite interaction in the crust [Qian, Hermann, 2010]. The granitic rocks of the young Urals continental crust (Vend-Cambrian TTG [Popov et al., 2003]) may be the source of low-crustal melts.

This study has been supported by the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences (grant 15-18-5-24).

REFERENCES

Barbarin B. Enclaves of the Mesozoic calc-alkaline granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California // Enclaves and Granite Petrology / J. Didier, B. Barbarin (ed.). Development in Petrology. 1991. 13. Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo. P. 135-153.

Barnes S., Roeder P. The ranger of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks / Journal of Petrology. 2001. V. 42, № 12. P. 2279-2302.

Castillo, R.C. Adakite petrogenesis. Lithos. 2012. P. 134-135, 304-316.

Fershtater G.B. Structural-formational zoning of the Urals and magmatism // Geotectonics. 1992. № 5. P. 3-17.

Fershtater G.B., Bea F., Montero M.P., Scarrow J. Hornblende gabbro in the Urals: types, geochemistry, and petrogenesis // Geochemistry International. 2004. T. 42. № 7. C. 610-629.

Kallistov G.A. Dlitelnost i etapy stanovleniya Chelyabinskogo granitoidnogo batolita // Ezhegodnik-2013. Vol. 161. Ekaterinburg: IGG UB RAS, 2014. P. 434-349. (In Russian)

Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D.An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution / Lithos. 2005.79. P. 1-24.

Mazhari S.A. Petrogenesis of adakite and high-Nb basalt association in the SW of Sabzevar Zone, NE of Iran: Evidence for slab meltemantle interaction / Journal of African Earth Sciences. 2016. 116. P. 170-181.

Popov V.S., Tevelev Al.V., Belyatskii B.V., Bogatov V.I., Petrova A.Yu., Zhuravlev D.Z., Osipova T.A. Izotopny sostav Nd i Sr v granitoidah Urala kak pokazatel vzaimodeiystviya mantiya – kora // Zapiski RMO, 2003. V. 3. P. CXXXII. S. 16-38.

Pribavkin S.V. Petrologiya osnovnykh porod v granitoidah Shabrovskogo i Shartashskogo massivov. Avtoreferat dis. kand. geol.-min. nauk. Ekaterinburg: IGG UrO RAN, 2000. 28 s. (In Russian)

Pribavkin S.V., Pushkarev E.V. The age of late orogenic granitoids of the Urals based on U-PB isotope dating of zircons (exemplified by the Shartash and Shabry massifs) // Doklady Earth Sciences. 2011. T. 438. № 1. C. 627-631.

Pribavkin S.V., Zamyatin D.A. Cr-soderzhaschiy epidot is melanodioritov Shabrovskogo massiva, Sredniy Ural // Ezhegodnik-2009. Vol. 161. Ekaterinburg: IGG UB RAS, 2010. S. 173-180. (In Russian)

Pushkarev E.V., Osipova T.A. Granitoidnye vkljucheniya v basitakh Shartashskogo massiva // Ezhegodnik-1992. Vol. 140. Ekaterinburg: IGG UB RAS, 1993. S. 44-47. (In Russian)

Qian Q., Hermann J. Formation of High-Mg Diorites throughAssimilation of Peridotite by Monzodiorite Magma at Crustal Depths / Journal of Petrology. 2010. V. 57, № 7. P. 1381-1416.

Spiridonov E.M., Barsukova N.S., Baksheev I.A., Pletnev P.A., Seredkin M.V. Processy preobrazovaniy pervichnykh chrom-shpinelidov giperbazitov Bazhenovskogo, Karabashskogo, Shabrovskogo, Saranovskogo, Nuralinskogo massivov, melkikh tel Berezovskogo i Gumbeiyskogo mestorozhdeniy Urala // Uralskaya letnyaya mineralogicheskaya shkola-97. Ekaterinburg: UGGA, 1997. S. 23-27.

Tatsumi,Y. Making continental crust: The sanukitoid connection.Chinese Science Bulletin. 2008. 53, 1620-1633.

Zin'kova E.A., Fershtater G.B. Synplutonic dykes in Verkhisetsk granitoid massif (Middle Urals) // Litosfera. 2007, № 2. P. 141-151. (In Russian)

БАЯНКОЛЬСКАЯ ГАББРО-ГРАНИТНАЯАССОЦИАЦИЯ: СОСТАВ, ВОЗРАСТ, ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ (ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ЮВ ТУВА)

Кармышева И.В.,**, Владимиров В.Г.*,**, Шелепаев Р.А.*,**, Руднев С.Н.*, Яковлев В.А.*,***

*Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, iri@igm.nsc.ru
**Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия, iri@igm.nsc.ru

Западный Сангилен представляет собой фрагмент коллизионного горно-складчатого сооружения кембро-ордовикского возраста, сформировавшегося при столкновении Таннуольской островной дуги и Тувино-Монгольского микроконтинента (ТММ) [Гибшер и др., 2000; Кузьмичев, 2004; Vladimirov et al., 2005]. В эволюции Западного Сангилена выделяются три основных последовательных этапа: раннеколлизионный (570–535 млн лет), коллизионный (535–495 млн лет) и постколлизионный (495–430 млн лет). Пик коллизионных событий и начало растяжения орогена приходится на рубеж 495 ± 10 млн лет [Vladimirov et al., 2005; Владимиров и др., 2017]. Каждый этап характеризуется своим базитовым и гранитоидным магматизмом. Наиболее активно интрузивные процессы были проявлены в период 510–465 млн лет.

Детальные исследования Западного Сангилена проводятся уже на протяжении нескольких десятков лет [см. обзор в Владимиров и др., 2005, 2017]. Накоплен существенный объем данных по геологическому строению, магматизму, метаморфизму и изотопно-геохронологическому датированию, однако, многие проблемы остаются нерешенными. В первую очередь, это касается вопросов расчленения габбро-гранитных интрузивных серий и их соотнесение с тектоническимии геодинамическими обстановками.

Попытки создания схем тектоно-магматических корреляций и единой геологической карты региона предпринимались неоднократно [Козаков и др., 1999–2001; Владимиров и др., 2005, 2017; и др.]. Однако, новые изотопно-геохронологические иструктурно-петрологические данные заставили пересмотреть и уточнить полученные ранее результаты. В качестве примера можно привести данные [Karmysheva et al., 2015; Яковлев и др., 2016; Владимиров и др., 2017], позволившиеустановить тектоническую позицию и возраст минглинг-даек, а также их корреляции с интрузивными образованиями Западного Сангилена. Результаты этих работ легли в основу обоснования выделения баянкольской габбро-гранитной ассоциации.

Под понятием «ассоциация» авторами подразумевается совокупность интрузивных породных комплексов различного состава, объединенных сходными тектоническими обстановками формирования в узком временном интервале. Данные интрузивные образования могут быть пространственно разобщены.

В состав Баянкольской габбро-гранитной ассоциации включены интрузии Эрзинской тектонической зоны, петротипами которых являются одноименный полифазный габбро-гранитный массив и комплексы минглинг-даек (комбинированные интрузии).

Баянкольской габбро-гранитный массив расположен в нижнем течении р. Баян-Кол, на правом берегу р. Эрзин. Его возраст отвечает 489 ± 3 млн лет (Ar/Ar, Hbl, габброиды [Изох и др., 2001]), 507 ± 14 млн лет (U-Pb, Zrn, гранодиорит [Козаков и др., 2001]); 496.5 ± 3.6 млн лет (U-Pb, Zrn, диорит [Козаков и др., 1999]). Массив относится к мезоабиссальной фации глубинности и имеет полифазное строение (от ранних к поздним интрузивным фазам): первая фаза – габброиды, вторая – гранодиориты, третья – граниты и лейкограниты.

По составу габброиды относятся к нормально-щелочной серии (табл. 1). Спектры распределения РЗЭ в габброидах характеризуется пологими отрицательными спектрами $(La/Yb)_N$ = 5.5–8.61; $(Eu/Eu^*)_N$ = 0.9–1.66. Гранодиорит-граниты Баянкольского массива относятся к низко- и умеренно-щелочным гранитоидам S-типа с умеренным и высоким содержанием калия. На диаграмме Шенда гранодиориты и граниты попадают в поле высоко- и умеренно глиноземистых пород (табл. 1).

Внедрение и становление Баянкольского массива происходило в период смены режима сжатия на режим синсдвигового растяжения на рубеже 495 ± 5 млн лет. Изначально синколлизионная взбросовая кинематика деформаций сменилась взбросо-сдвиговой постколлизионного периода [Владимиров и др., 2017].Это привело к появлению локальных зон растяжения и обеспечило миграцию основных и кислых расплавов. Внедрение базитового расплава Баянкольского массива происходило в зоны локального растяжения и пониженного давления. Об этом свидетельствуют индикаторные структуры в обрамлении габброидного массива и микроструктуры сдвигового генезиса в его контактовом ореоле [Кармышева, 2012; Karmysheva et al., 2017]. Внедрение базитовых магм послужило дополнительным источником тепла для прогрева вмещающих метапелитов и анатектического выплавления гранитов и гранодиоритов. Выплавление и перемещение кислого расплава происходило на фоне сдвиговых деформаций с левосторонней кинематикой. Таким образом, Баянкольский

Таблица 1. Среднее содержание петрогенных элементов (мас. %) в породах Баянкольского массива и минглинг-даек [Шелепаев, 2006; Кармышева, 2012; Karmysheva et al., 2017]

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
Габброиды Баянкольского массива (n = 20)	47.97	1.52	15.10	11.00	0.16	10.21	8.57	2.71	0.62	0.33
Базиты минглинг-даек (n = 27)	51.31	1.26	16.43	9.65	0.16	6.14	8.26	3.06	1.74	0.50
Граниты Баянкольского массива (n = 47)	67.09	0.55	16.34	3.63*	0.07	1.76	2.91	3.65	2.59	0.16
Граниты минглинг-даек (n = 25)	72.21	0.29	14.47	2.36	0.03	0.73	2.46	4.01	2.61	0.30

*Содержание Fe в форме FeO.

полифазный массив является характерным примером габбро-гранитных образований, внедрение и становление которого связано с тектоническими деформациями при переходе от режима сжатия к режиму растяжения.

Вторым петротипом Баянкольской габбро-гранитной ассоциации являются комплексы комбинированных базит-гранитных даек, распространенные в пределах Эрзинской тектонической зоны Западного Сангилена.

Комбинированные дайки (минглинг-дайки) являются продуктом смешения мантийных базитовых и гранитоидных магм различного генезиса. Становление исследуемых даек произошло на рубеже 495 млн лет [Владимиров и др., 2017].

Состав базитов минглинг-даек отвечает биотит-роговообманковым диоритам и лейкократовым габброидам (табл. 1). Распределение РЗЭ в мафической составляющей даек характеризуется отрицательными спектрами $(La/Yb)_N = 5.41–9.54$; $(Eu/Eu^*)_N = 0.86–0.98$. Салическая часть даек сложена плагиогранитами (табл. 1).

Комбинированные интрузии на Западном Сангилене представляют собой дайки (рои даек) и слепые тела, имеющие в планелинзовидные, либо изометричные и неправильные формы. Они характеризуются сочетанием пластичных, хрупко-пластичных и хрупких деформаций. Признаки пластичных деформаций – извилистый и фестончатый характер границ между мафическими и салическими породами; магматическое течение и др. Признаки хрупко-пластичных и хрупких деформаций – существование сетчатых структур; хрупкое и вязкое будинирование; секущие трещины и смещение фрагментов; угловатый и остроугольный характер фрагментов базитового состава и др.

Структурно-петрологические данные свидетельствуют, что внедрение и становление минглинг-даек во вмещающих гранитоидах и мигматитах происходило в зоны локального растяжения. Корреляция структурных и изотопно-геохронологических данных дает основание утверждать, что внедрение комбинированных интрузий, как и Баянкольского габбро-гранитного массива, контролировалось тектоническими деформациями в период региональной смены режима сжатия на режим растяжения.

Таким образом, комплекс изотопно-геохронологических, петрогеохимических и структурно-петрологических данных указывает на общие черты Баянкольского полифазного массива и минглинг-даек, что позволяет объединить их в единую баянкольскую габбро-гранитную ассоциацию. Ключевыми характеристиками баянкольской габбро-гранитной ассоциации являются: 1) сходный петрогеохимический состав базитовых магм, что свидетельствует о едином мантийном источнике; 2) пространственная приуроченность габбро-гранитных образований к проникающим тектоническим зонам Сангиленской сдвиговой системы; 3) внедрение базитовых и гранитоидных магм происходилов локальные тектонические зоны растяжения;4) базиты служат дополнительным тепловым источником корового плавления; 4) внедрение и становление мантийных базитовых и коровых гранитоидных магм происходилона рубеже 495 ± 5 млн лет в период начала постколлизионного этапа в эволюции Западно-Сангиленского фрагмента коллизионного орогена на северо-западной окраине ТММ.

Исследование выполнено при финансовой поддержке проектов РФФИ № 15-05-05615, 16-05-01011, базового проекта фундаментальных исследований ИГМ СО РАН № VIII.72.2.2., проекта Министерства образования и науки РФ № 5.1688.2017/ПЧ.

ЛИТЕРАТУРА

Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А., Травин А.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. Термохронология минглинг-даек Западного Сангилена (ЮВ Тува): свидетельства развала коллизионной системы на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива // Geodynamics&Tectonophysics. 2017 (в печати).

Гибшер А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г. Геодинамическая природа раннепалеозойской покровно-складчатой структуры Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Докл. АН. 2000. Т. 370. № 4. С. 489-492.

Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А. и др. Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири. Мат-лы науч.-практ. конф. Новосибирск, 2001. С. 68-72.

Кармышева И.В. Синкинематические граниты и коллизионно-сдвиговые деформации Западного Сангилена (ЮВ Тува) // Автореферат канд. дис. ... геол.-мин. наук. Новосибирск, 2012, 16 с.

Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 174-190.

Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22-43.

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

Шелепаев Р.А. Эволюция базитового магматизма Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува): Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2006. 16 с.

Яковлев В.А., Кармышева И.В., Владимиров В.Г. Геолого-структурная характеристика минглинг даек Эрзинской тектонической зоны (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Петрология магматических и метаморфических формаций. Вып. 8. Мат-лы всерос. петрографич. конф. с междунар. участием. Томск: Изд-во Томского ЦНТИ. 2016. С. 365-370.

Karmysheva I.V., Vladimirov V.G., Vladimirov A.G. Synkinematic granitoid magmatism of Western Sangilen (South-East Tuva) // Petrology. 2017. Vol. 25, No. 1, pp. 87-113.

Karmysheva I.V., Vladimirov V.G., Vladimirov A.G., Shelepaev R.A., Yakovlev V.A., Vasyukova E.A. Tectonic position of mingling dykes in accretion-collision system early Caledonides of West Sangilen (South-East Tuva, Russia) // Geodynamics & Tectonophysics. 2015. 6(3). pp. 289-310.

Vladimirov V.G., Vladimirov A.G., Gibsher A.S., Travin A.V., Rudnev S.N., Shemelina I.V., Barabash N.V., Savinykh Ya.V. Model of the Tectonometamorphic Evolution for the Sangilen Block (Southeastern Tuva, Central Asia) as a Reflection of the Early Caledonian Accretion–Collision Tectogenesis // Doklady Earth Sciences. 2005. 405(8), pp. 1159-1165.

BAYANKOL GABBRO-GRANITE ASSOCIATION: COMPOSITION, AGE, TECTONIC AND GEODINAMIC SETTINGS (WESTERN SANGILEN, SOUTH-EAST TUVA)

Karmysheva I.V.,**, Vladimirov V.G.*,**, Shelepaev R.A.*,**, Rudnev S.N.*, Yakovlev V.A.*,***

*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch RAS, Novosibirsk, Russia, iri@igm.nsc.ru
**Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia, iri@igm.nsc.ru

The Western Sangilen is a fragment of the collisional orogen of the Cambrian-Ordovician age,which was formed during the collision of the Tannuol island arc and the Tuva-Mongolian microcontinent (TMM) [Gibscher et al., 2000; Kuzmichev, 2004; Vladimirov et al., 2005]. Three main successive stages have been identified in the evolution of the Western Sangilen: early-collisional stage (570–535 MA), collisional stage (535–495 MA) and post-collisional stage (495–430 MA). The peak of the collisional events and the beginning of the orogenic extension occurred at 495 ± 10 MA [Vladimirov et al., 2005; Vladimirov et al., 2017]. Each stage is characterized by basite and granitoid magmatism. The intrusive processes were most active between 510 and 465 MA.

The researchers have been studying the Western Sangilen extensively for several decades [see review in Vladimirov et al., 2005, 2017]. A significant amount of data on the geological structure, magmatism, metamorphism, and isotope-geochronological dating of the region has been accumulated; however many problems still remain unresolved. Mainly this relates to the differentiation of gabbro-granite intrusive series and their correlation with tectonic and geodynamic settings.

Attempts to create tectonic-magmatic correlation schemes and a unified geological map of the region have been undertaken repeatedly [Kozakov et al., 1999–2001; Vladimirov et al., 2005, 2017; etc.]. However, new isotope-geochronological data as well as structural-petrological data made it necessary to revise and refine earlier results. One of the examples is the data [Karmysheva et al., 2015; Yakovlev et al., 2016; Vladimirov et al., 2017] that allowed for establishment of the tectonic position and age of the mingling dykes, as well as their correlation with the intrusive formations of the Western Sangilen. The results of these studies have formed the basis for identifying the Bayankol gabbro-granite association.

The term “association” means a set of intrusive rock complexes of different composition that have been formed in similar tectonic settings in a narrow time interval. These intrusive formations can be spatially separated.

Table 1. Content of petrogenic oxides (wt %) in Bayankolmassifand mingling dykes [Shelepaev, 2006; Karmysheva, 2012; Karmyshevaetal., 2017]

	N	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
Basic rocks of Baynkol massif	20	47.97	1.52	15.10	11.00	0.16	10.21	8.57	2.71	0.62	0.33
Basic rocks of mingling dykes	27	51.31	1.26	16.43	9.65	0.16	6.14	8.26	3.06	1.74	0.50
Granites of Baynkol massif	47	67.09	0.55	16.34	3.63*	0.07	1.76	2.91	3.65	2.59	0.16
Granites of mingling dykes	25	72.21	0.29	14.47	2.36	0.03	0.73	2.46	4.01	2.61	0.30

*Fe content is FeO.

The Bayankol gabbro-granite association comprises intrusions of the Erzinshear zone; itspetrotypes are the Bayankolpolyphase gabbro-granite massif and the mingling-dike complexes (combined intrusions).

Bayankol gabbro-granite massif is located in the lower reaches of the river Bayan-Kol, on the right bank of the river Erzin. Its age corresponds to 489 ± 3 MA (Ar/Ar, Hbl, gabbroide [Izokh et al., 2001]), 507 ± 14 MA (U-Pb, Zrn, granodiorite [Kozakov et al., 2001]); 496.5 ± 3.6 MA (U-Pb, Zrn, diorite [Kozakov et al., 1999]). The massif is mesoabyssal and has apolyphase structure (from early to late intrusive phases): the first phase – gabbroids, the second phase – granodiorites, the third phase – granites and leucogranites.

The composition of the gabbroids is middle alcaline (Table 1). The REE distribution in gabbroids is characterized by spectra having a negative gentle slope $(La/Yb)_N$ = 5.5–8.61; $(Eu/Eu^*)_N$ = 0.9–1.66. Granodiorite-granites of the Bayankol massif are as low alkaline to peralcaline S-type granitoids with medium-K and high-K. In the Shand's diagram, granodiorites and granites are located in the field of peraluminous and metaluminous rocks (Table 1).

The intrusion and formation of the Bayankol massif occurred during the transition period, when the compression mode has been succeeded by the syntectonic extension mode at the boundary of 495 ± 5 MA. The initial deformation syncollisional reverse kinematics was replaced by the reverse-strike slip kinematics of the post-collisional period [Vladimirov et al., 2017]. This led to formation of local stretching zones and ensured the migration of basic and acid melts. The Bayankol massif basite melt intruded into the zones of local stretching and low pressure. This is confirmed by indicator structures in the frame of the gabbroid massif and by the microstructures of shear genesis in its contact area [Karmysheva, 2012; Karmysheva et al., 2017]. The intrusion of basite magmas served as an additional heat source for heatupof the enclosing metapelites and anatectic melting of granites and granodiorites. Strike-slip deformation with left kinematics served as background processes for the melting and transfer of the acid melt. Thus, the Bayankolpolyphase massif is a characteristic example of gabbro-granite formations which emplacement and development is associated with tectonic deformations during the transition from the compression mode to the extension mode.

The second petrotype of the Bayankol gabbro-granite association is the complexes of combined basite-granite dikes that are of frequent occurrence within the Erzin tectonic zone of the Western Sangilen.

Combined dikes (mingling dikes) are a product of mixing of mantle basic and granitoid magmas of various genesis. The formation of the dykes of interest occurred at the boundary of 495 MA [Vladimirov et al., 2017].

The composition of the basalts of the mingling dykes corresponds to Bt-Hbl diorites and leucocratic gabbroids (Table 1). The REE distribution in the mafic component of the dykes is characterized by negative spectra $(La/Yb)_N$ = = 5.41–9.54; $(Eu/Eu^*)_N$ = 0.86–0.98. The salic part of the dykes is composed of plagiogranites (Table 1).

Combined intrusions in the Western Sangilen are represented by dikes (dyke swarms) and blind bodies that have lenticular, isometric or irregular plan forms. They are characterized by a combination of ductile, brittle-ductile and brittle deformations. The signs indicative ofductile deformations are sinuous and scalloped boundaries between mafic and salic rocks, magmatic current, etc. The signs indicative of ductile and brittle-ductile deformations are presence of mesh structures, brittle and ductile boudinage, transverse cracks and displacement of fragments, angular and sharp-edged fragments of the basic composition, etc.

Structural-petrological data indicate that the mingling dykes in the enclosing granitoids and migmatites have intruded into, and formed in, the zones of local extension. Correlation of structural and isotope-geochronological data gives us grounds to state that the emplacement of the combined intrusions, as well as the Bayankol gabbro-granite massif, was controlled by tectonic deformations during the change of the compression regime to the extension regime in the region.

Thus, a combination of isotope-geochronological, petrogeochemical, and structural-petrological data indicates the common features of the Bayankolpolyphase massif and the mingling dikes, which allows them to be combined into a single Bayankol gabbro-granite association. The key characteristics of the Bayankol gabbro-granite association are as follows: 1) similar petrogeochemical composition of basic magmas, indicating a single mantle source; 2) spatial confinement of gabbro-granite formations to penetrating tectonic zones of the Sangilen collision shear system; 3) em-

placement of the basite and granitoid magmas into local tectonic stretching zones; 4) action of basites as an additional heat source for crustal melting; 4) introduction and formation of mantle basic and crustal granitoid magmas occurred at 495 ± 5 MA during the beginning of the post-collisional stage in the evolution of the West Sangilen fragment of the collisionalorogen on the northwestern margin of the TMM.

This study was financially supported by RBRF Projects № 15-05-05615, № 16-05-01011, Main project of fundamental researches of IGM SB RAS № VIII.72.2.2., the Ministry of Education and Science RF (project No 5.1688.2017/ПЧ).

REFERENCES

Gibsher A.S., Vladimirov A.G., Vladimirov V.G. Geodynamics of the Early Paleozoic thrust-and-fold structure of the Sangilen, Southeastern Tuva // Doklady Earth Sciences. 2000. 370 (4), p. 489-492. (In Russian)

Izokh A.E., Kargopolov S.A., Shelepaev R.A., Travin A.V., Egorova V.V. Cambrian-Ordivicianbasite magmatism of Altai-Sayan region and associated HT/LP-type metamorphism // Actual problems of geology and minerageny of Southern Siberia: Proceedings. Novosibirsk, 2001. p. 68-72. (In Russian)

Karmysheva I.V. Synkinematic granites and collision-shear deformations in Western Sangilen (South-East Tuva) // Author's PhD thesis of Earth science. Novosibirsk. 2012. 16 p. (In Russian)

Karmysheva I.V., Vladimirov V.G., Vladimirov A.G. Synkinematic granitoid magmatism of Western Sangilen (South-East Tuva) // Petrology. 2017. Vol. 25, No. 1, p. 87-113.

Karmysheva I.V., Vladimirov V.G., Vladimirov A.G., Shelepaev R.A., Yakovlev V.A., Vasyukova E.A. Tectonic position of mingling dykes in accretion-collision system early Caledonides of West Sangilen (South-East Tuva, Russia) // Geodynamics &Tectonophysics. 2015. 6 (3). p. 289-310.

Kozakov I.K., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Bibikova E.V., Kovach V.P., Kirnozova T.I., Berezhnaya N.G., Lykhin D.A. Metamorphic age of crystalline complexes of the Tuva–Mongolia Massif: the U-Pb geochronology of granitoids // Petrology. 1999. 7 (2), p. 174-190. (In Russian)

Kozakov I.K., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P., Natman A., Bibikova E.V., Kirnozova T.I., Todth V., Krener A., Yakovleva S.Z., Lebedev V.I., Sugorakova A.M. Timing of the structural evolution of metamorphic rocks in the Tuva–Mongolian Massif // Geotectonics. 2001. 35 (3), p. 22-43. (In Russian)

Kuzmichev A. Tectonic history of the Tuva-Mongolian massif: Early Baikalian, Late Baikalian and Early Caledonian stages. Ed. By E. Sklyarov. Moscow. PROBEL-2000. 2004. 192 p. (In Russian)

Shelepaev R.A. Evolution of basic magmatism of Western Sangilen (South-Eastern Tuva). Author's PhD thesis of Earth science. Novosibirsk. 2006. 16 p. (In Russian)

Vladimirov V.G., Karmysheva I.V., Yakovlev V.A., Travin A.V., Tzygankov A.A., Burmakina G.N. Thermochronology of the mingling-dykes of the Western Sangilen (South-East Tuva): evidence to the collapse of the collisional system in the North-Western edge on the Tuva-Mongolian massif // Geodynamics &Tectonophysics. 2017 (in press).

Vladimirov V.G., Vladimirov A.G., Gibsher A.S., Travin A.V., Rudnev S.N., Shemelina I.V., Barabash N.V., Savinykh Ya.V. Model of the Tectonometamorphic Evolution for the Sangilen Block (Southeastern Tuva, Central Asia) as a Reflection of the Early Caledonian Accretion–Collision Tectogenesis // Doklady Earth Sciences. 2005. 405 (8), p. 1159-1165.

Yakovlev V.A., Karmysheva I.V., Vladimirov V.G. Geological-structural characteristic of the mingling-dykes in Erzin shear zone (Western Sangilen, South-Eastern Tuva) // Petrology of magmatic and metamorphic complexes. Issue 8. Proceedings of the science meeting. Tomsk: Tomsk CSTI Publishing house. 2016. p. 365-370. (In Russian)

ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ОБРАЗЦОВ ГРАНИТОВ (GEOPT) ПРИ КОНТРОЛЕ КАЧЕСТВА ИСП-МС АНАЛИЗА

Киселева Д.В., Чередниченко Н.В., Дерюгина Л.К.

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия, kiseleva@igg.uran.ru

Масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) является одним из наиболее распространенных методов анализа микроэлементного состава горных пород и минералов. Несмотря на большой прогресс метода за прошедшие десятилетия, его успешное применение до сих пор зависит от грамотно подобранного и эффективного способа растворения, обеспечивающего количественный перевод порошкообразного образца горной породы или минерала в раствор. Обычно применяются два основных подхода к пробоподготовке: кислотное разложение в автоклавах высокого давления (бомбах) и микроволновых системах с использованием одной или смеси кислот; сплавление (или спекание) с подходящим флюсом и последующее растворение полученного стекла.

Использование микроволнового излучения позволяет при относительно небольшом потреблении электроэнергии получать внутри герметичных сосудов высокое давление и температуру с большой скоростью нагрева (и охлаждения); при этом уменьшается риск загрязнения, летучие элементы остаются в растворе [Hu, Qi, 2013]. Микроволновое растворение широко применяется при кислотном разложении почв, донных отложений, углей, пыли, шламов, органических экологических и биологических образцов [Hu, Qi, 2013]. Ряд исследователей [Navarro et al., 2008; Potts, Robinson, 2003] указывали на то, что при анализе горных пород и минералов малые времена растворения (в общем случае непревышающие 1 час) в микроволновой системе не могут обеспечить полное разложение (особенно труднорастворимых минералов). Однако, микроволновое разложение было успешно использовано авторами для образцов дунита и габбро [Вотяков и др., 2006].

Граниты обычно содержат достаточно большие количества акцессорных трудно растворимых минералов [Шардакова, Шагалов, 2004], и их микроволновое растворение может проходить не полностью, следовательно, можно ожидать заниженных результатов по ряду высокозарядных элементов при ИСП-МС анализе. Для оценки правильности обычно используют государственные стандартные образцы (ГСО) состава и свойств горных пород с известным минеральным и химическим составом. ГСО гранитов российского производства хорошо охарактеризованы по основному составу, но аттестованы не на весь диапазон микроэлементов, например, туда не входят редкоземельные элементы.

Альтернативой ГСО при контроле качества анализа являются образцы программы межлабораторных сравнительных испытаний (МСИ, proficiencytesting) GeoPT, организованной Международной ассоциацией геоаналитиков (IAG) и специализирующейся на анализе геологических образцов [Thompson, 2002]. Лаборатория ФХМИ ИГГ УрО РАН с 2005 г. принимает участие в программе GeoPT [Киселева и др., 2007], и в ее распоряжении находятся два образца гранита: MGT-1 (Центральная геологическая лаборатория, Улан-Батор, Монголия) и GRI-1 (USGS, США). Образцы аттестованы по основному (10 элементов) и микроэлементному составу (44 элемента).

Целью данной работы является оценка качества микроэлементного ИСП-МС анализа гранитов с использованием микроволнового разложения на примере образцов гранитов программы GeoPT.

Образцы. Для растворения и анализа использовались образцы гранитов с известным элементным составом MGT-1 (Центральная геологическая лаборатория, Улан-Батор, Монголия) и GRI-1 (USGS, США).

Реагенты. Подготовку и измерение образцов проводили в помещениях с классами чистоты 6 и 7 ИСО Блока чистых помещений Института геологии и геохимии, г. Екатеринбург. На всех стадиях анализа использована ультрачистая деионизованная вода MilliQ (18.2 МОм·см). Лабораторная посуда и материалы, соприкасающиеся с реагентами и образцами, изготовлены из PTFE или полипропилена. Все используемые кислоты дополнительно очищены при температуре ниже температуры кипения (Berghof, Германия).

Микроволновое разложение. Для вскрытия использовали микроволновые системы ПЛП-01 (Гефест, Россия), MWS 3+ и 4+ (Berghof, Германия) [Вотяков и др., 2006]. Перед помещением в микроволновую печь навески массой 100 мг обрабатывали смесью царской водки в сосудах для разложения на водяной бане в течение 15 минут, затем добавляли плавиковую кислоту и выдерживали на водяной бане в течение еще 10 минут. Разложение в микроволновых печах проводили в соответствии со стандартизированными программами; вся программа занимала приблизительно 40 мин. После остывания растворенные пробы количественно переносили в тефлоновые бюксы объемом 10 мл и переводили в нитраты двукратной обработкой концентрирован-

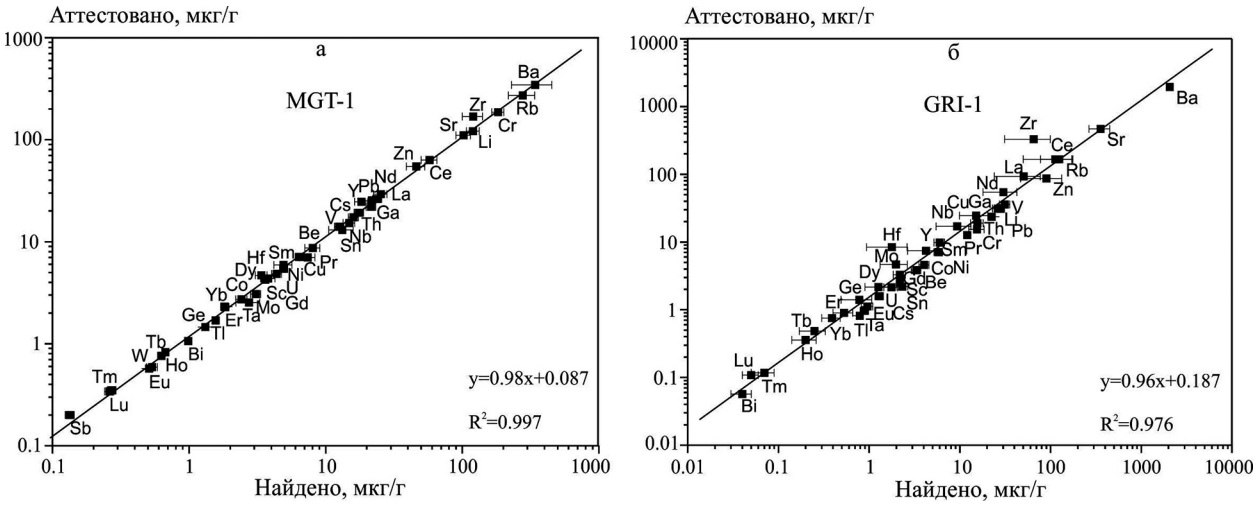


Рис. 1. Графическое сопоставление аттестованных и найденных содержаний для двух образцов гранитов MGT-1 (а) и GRI-1 (б).

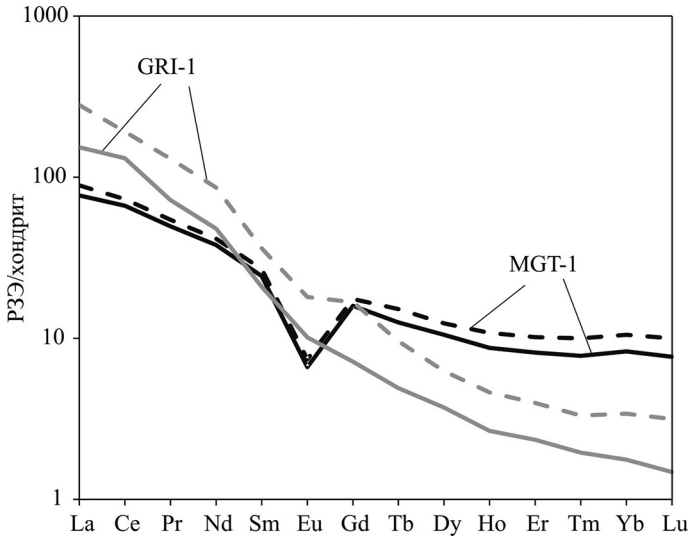


Рис. 2. Хондрит-нормализованные [Taylor, McLennan, 1985] распределения РЗЭ в исследованных образцах гранитов.

Пунктирные линии – аттестованные значения, сплошные линии – найденные концентрации.

ной HNO_3. После этого растворы количественно переносили в полипропиленовые контейнеры объемом 50 мл и, после добавления элемента внутреннего стандарта – индия (до концентрации 10 мкг/л), доводили 1%-й HNO_3 до метки.

ИСП-МС анализ. Измерения микроэлементного состава проведены на квадрупольном ИСП-масс-спектрометре ELAN 9000 (PerkinElmer). Для измерений использовался аргон чистоты 99.998 %. Типичные операционные условия масс-спектрометра ELAN 9000 при мультиэлементном анализе проб следующие: мощность радиочастотного генератора – 1300 Вт, материал конусов интерфейса – платина или никель. Для построения градуировочных зависимостей использованы мультиэлементные стандартные растворы PerkinElmerc концентрацией 10 и 100 мкг/л.

Отметим, что все образцы разложены и проанализированы не единовременно, а в течение длительного времени (для MGT-1 – 8 измерений с 2007 г. по настоящее время, для GRI-1 – 6 измерений с 2014 г. по настоящее время).

Результаты графического сопоставления в координатах «аттестовано–найдено» приведены на рис. 1. Хондрит-нормализованные согласно [Taylor, McLennan, 1985] распределения РЗЭ приведены на рис. 2.

Как видно из рис. 1 и 2, в целом результаты анализа гранитов MGT-1 и GRI-1 удовлетворительно согласуются с аттестованными величинами, хотя и отмечено некоторое занижение результатов по РЗЭ, иттрию, цирконию, гафнию, торию и урану. Тем не менее, относительные погрешности определения всех элементов не превышают величин, приведенных в отраслевом стандарте ОСТ 41-08-214-04 для анализов третьей категории точности минерального сырья (горных пород, минералов) [ОСТ 41-08-214-04, 2004].

Используемая в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН процедура пробоподготовки для ИСП-МС анализа с микроволновым вскрытием обеспечивает практически полное растворение гранитов и отсутствие образования нерастворимых фторидов. Погрешности определения всех элементов не превышают величин, приведенных в отраслевом стандарте ОСТ 41-08-214-04 для анализов третьей категории точности минерального сырья (горных пород, минералов).

ЛИТЕРАТУРА

Вотяков С.Л., Киселева Д.В., Шагалов Е.С., Чередниченко Н.В., Дерюгина Л.К., Денисов С.А., Чемпалов А.П., Узких С.Э., Орехов А.А. Мультиэлементный анализ геологических образцов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на ELAN 9000. Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 425-430.

Киселева Д.В., Дерюгина Л.К., Горбунова Н.П., Хиллер В.В. Межлабораторный контроль качества анализа в рамках программы тестирования геоаналитических лабораторий GeoPT. Ежегодник-2006. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 302-305.

ОСТ 41-08-214-04. Стандарт отрасли. Управление качеством аналитических работ. Внутренний лабораторный контроль точности (правильности и прецизионности) результатов количественного химического анализа. ВИМС, Москва, 2004. 92 с.

Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С. Распределение редких элементов в породообразующих и акцессорных минералах гранитоидов Урала. Геохимия. 2004. № 3. С. 254-269.

Hu Z, Qi L. Sample Digestion Methods. Treatise Geochemistry Second Ed. 2013;15:87-109. doi:10.1016/B978-0-08-095975-7.01406-6.

Navarro M.S., Andrade S., Ulbrich H., Gomes C.B., Girardi V.A. The direct determination of rare earth elements in basaltic and related rocks using ICP-MS: Testing the efficiency of microwave oven sample decomposition procedures. GeostandGeoanalytical Res. 2008; 32(2):167-80.

Okina O., Lyapunov S., Avdosyeva M., Ermolaev B., Golubchikov V., Gorbunov A. et al. An Investigation of the Reliability of HF Acid Mixtures in the Bomb Digestion of Silicate Rocks for the Determination of Trace Elements by ICP-MS. Geostand-Geoanalytical Res. 2016; 40:583-97.

Taylor S.R. and McLennan S.M. (1985) The continental crust: Its composition and evolution. Blackwell Scientific, Oxford, 298 p.

Thompson M. GeoPT™. Protocol for the operation of proficiency testing scheme // International Association of Geoanalysts. 2002.

ФЛЮИДНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ПОРОД ШАРТАШСКОГО (СРЕДНИЙ УРАЛ) И КРЕМЕНКУЛЬСКОГО (ЮЖНЫЙ УРАЛ) ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ НА ЗОЛОТОРУДНОЕ И РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Коновалова Е.В., Каллистов Г.А., Холоднов В.В.

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия,
Konovalova@igg.uran.ru, Holodnov@igg.uran.ru, Kallistov@yandex.uran.ru

Для Уральского подвижного пояса характерна четкая зависимость между типом геологических структур и располагающимися в них флюидно-геохимическими и металлогеническими типами гранитоидов. В современной структуре Урала резко обособлены зоны распространения богатых хлором и фтором гранитоидов и ассоциирующих с ними рудных месторождений [Холоднов, Бушляков, 2002].

Выделение таких флюидно-металлогенических зон имеет прогнозное значение, достаточно четко оконтуривая в пространстве районы перспективные как на различное фторофильное редкометальное, так и хлорофильное (скарново-магнетитовое, медно-порфировое, золоторудное и др.) оруденение. Разграничение на зоны стало возможным благодаря изучению поведения летучих компонентов в составах гидроксилсодержащих минералов, которые в свою очередь характеризуют особенности состава магматогенных флюидов и способность этих флюидов к концентрированию и переносу тех или иных рудных компонентов.

На примере двух конкретных массивов Среднего и Южного Урала в тезисах будут охарактеризованы флюидно-геохимические факторы, способные оказать влияние на их металлогеническую специализацию и рудоносность. Эти два массива: Шарташский (Средний Урал) и Кременкульский (Южный Урал) различаются своей рудной специализацией. С Шарташским массивом позднего карбона связано проявление крупной золоторудной (с шеелитом) минерализации (мест. Березовского рудного поля). Для более молодого пермского Кременкульского массива лейкогранитов характерна редкометальная W–Mo направленность процесса рудообразования.

Шарташский гранитный массив принадлежит к окраинно-континентальному типу габбро-тоналит-гранодиорит-гранитных массивов (ГТГГ), к самым поздним надсубдукционным образованиям, которые сопровождаются в апикальной и надинтрузивной зонах, а также в приконтактовых частях формированием крупных дайковых полей, с последующим интенсивным развитием в этих полях золотоносных кварцевых жил и околорудных метасоматических образований лиственит-березитовой формации (Шарташско-Березовская рудная зона). Подробная информация о геологическом строении этого массива приведена в работах [Каллистов, 2012; Каллистов, 2014; Ферштатер и др., 1994]. Как известно, для массивов ГТГГ-типа характерны, в целом, относительно пониженные концентрации хлора в породо- и рудообразующих флюидах, которые отражаются в содержаниях галогенов в апатите и сосуществующих гидроксилсодержащих силикатах (амфиболе, биотите и др.) [Коновалова и др., 2011].

Возраст золотоносных гранитов Шарташского массива составляет 302–305 млн лет [Прибавкин и др., 2013]. Верхняя граница формирования золотого оруденения определяется временем внедрения даек лампрофиров с Ar/Ar-возрастом 284 млн лет [Прибавкин, Пушкарев, 2003.], секущими метасоматиты и золотоносные сульфидно-кварцевые жилы Березовского рудного поля. Сам массив образован в результате последовательного внедрения трех фаз гранитов, каждая из которых сопровождается своей жильной серией: от тоналитов до лейкогранитов. Породы имеют K-Na тип щелочности.

Изучение распределениия золота в породах массива показало [Куруленко, Воронина, 1990; Куруленко и др., 1993], что в направлении от первой к третьей интрузивным фазам содержание золота в породах уменьшается от 8 до 6 мг/т и менее. Одновременно с этим снижается содержание Cl в биотитах. Однако, в дайковых образованиях, сопровождающих формирование интрузивных фаз, на фоне существенно более высокого общего содержания в них золота, происходит его рост (до 15 мг/т и более), при росте содержаний Cl (до 0.1 %) в биотитах. Количество F в биотитах при этом снижается (от 0.8 до 0.5 %). Таким образом, особенности распределения Au и Cl в породах и минералах отражают значение даек для процесса последующего образования золоторудного оруденения кварц-жильного типа.

На связь золота с деятельностью летучих при формировании Шарташского массива указывает его накопление в альбитизированных крупнозернистых адамеллитах первой фазы. Содержание золота возрастает здесь до 32–120 мг/т. На эту связь также указывает рост концентраций Au в составе поздних минералов (магнетите, сфене и др.) Особенно значительный рост наблюдается в этих минералах из третьего интрузивно-дайкового комплекса: в магнетите до 89 мг/т, в сфене – до 50 мг/т. В магнетите из плагиограни-

тов Березовского рудного поля наблюдаются ещё более высокие содержания Au – 112 мг/т [Грабежев и др., 1986].

Наиболее высокие концентрации F в составе Шарташско–Березовского рудного поля характерны для биотитов из ранних березитов (F до 2.0 % и более). В таких биотитах наблюдается иногда и повышенные содержания Cl (до 0.03–0.17%) [Холоднов, 2007]. Валовые содержания F в самих ранних березитах достигают 0.1–0.17 %, на фоне концентраций фтора в магматических породах (в гранитоидах и лампрофирах) не более 0.18 %. Наличие повышенных концентраций Cl и F в биотитах ранних березитов коррелируется с повышенным содержанием в березитах Cu, Zn, Pb [Куруленко, 1992]. Это свидетельствует о том, что лиственитизация и березитизация на раннем этапе происходят на фоне максимальной активности во флюидах фтора. Формирование последних сопряжено (наряду со F) с привносом CO_2 , калия и серы, при выносе кремнезема и натрия [Сазонов и др.,1999]. Это характеризует состав флюида, участвующего в процессах березитизации и лиственитизации пород. Такая слабо обогащенная фтором система является эффективным концентратором вольфрама, что подтверждается присутствием на месторождении Au-W-Mo-оруденения в ранних микроклинсодержащих метасоматитах (гумбеитах), сопровождаемых кварц-шеелитовой с молибденитом минерализацией. Кварцевые жилы шеелитоносной формации (кварцево-турмалино-шеелитовые) на Березовском месторождении встречаются только в южной его части, где они образуют зону, прилегающую с севера к Шарташскому гранитному массиву. Они были описаны и детально изучены в пределах шахтного поля Шеелитового рудника, которое было полностью отработано в 40–50 гг. прошлого столетия.

Более поздние этапы формирования березитизации характеризуются снижением концентрации F до 0.07 % и Cl до 0.02 % и менее. Одновременно с этим в березитах наблюдается рост содержаний Au (с 0.2 до 0.7 г/т и более) и Ag (от 3–380 г/т). Предполагается, что такая закономерность вызвана распадом комплексных соединений золота с хлором и серой и его осаждением в березитах вместе с сульфидной минерализацией.

К моменту образования кварцево-жильной золоторудной минерализации активность хлора в растворах вновь несколько возросла. По данным [Сазонов и др.,1999], растворы не были равновесными с минеральными парагенезисами березитов и лиственитов. Ионный анализ [Викентьева и др., 2000] флюидных включений в жильном кварце Березовского месторождения выявил, что растворы рудной стадии были представлены водным флюидом, содержащим CO_2 и ионы щелочных металлов, с присутствием небольшого количества CH_4 и N_2. Также были определены концентрации фтора, хлора и сульфат-иона. При этом хлор преобладает над остальными анионами (0.04–0.85 моль/кг H_2O и более). Содержания F во включениях ранних минералов рудной стадии – низкие. Характерно присутствие сульфат-иона до 0.027 моль/кг H_2O . Отмечен рост F/Cl отношения от флюидных включений в раннем молочном кварце золото-сульфидной стадии (0.01–0.45) к включениям в более позднем друзовом и дымчатом кварце (0.4–1.3). Следовательно, концентрация фтора нарастала в процессе кристаллизации кварцевых жил. Вместе с тем возрастала и роль углекислоты, а роль сульфат-иона снижалась.

Дополнительные данные о режиме рудообразующих флюидов были получены при исследовании состава апатитов из гранитов, гранит-порфиров Шарташского массива, гранит-порфиров и метасоматитов Березовского месторождения. В апатите были обнаружены высокие содержания сульфатной серы (до 1.0 мас. % в виде SO_3). В распределении концентраций этого элемента в апатите наблюдается довольно характерная зональность. В центре зерен апатита, как правило, присутствует область с высоким содержанием SO_3 до 0.80 мас. % и более, а в краевых зонах содержание серы резко снижается до 0.10 мас. %. Такая зональность, предполагает наличие этапности в режиме серы в магматическом процессе. Максимальное содержание сульфатной серы характерно, таким образом, для раннего относительно кратковременного и более высокотемпературного этапа. Затем, в процессе дальнейшей кристаллизации расплава, содержание сульфатной серы в нем резко понизилось. Подобное поведение серы характерно и для апатитов из других изученных нами золоторудных объектов [Коновалова и др., 2013].

В целом, изложенные выше данные свидетельствуют, что окончательная специализация таких высокопродуктивных массивов на золото как Шарташский, складывается на заключительных этапах их формирования. Накопление золота в остаточных, но относительно более глубинных флюидизированных расплавах и флюидах объясняет пространственную совмещенность золотого оруденения с дайками и малыми интрузиями. Дайковый комплекс представляет собой насыщенный летучими легкоподвижный “рудно-силикатный расплав”. Низкое сродство хлора и серы с силикатным расплавом, определяет их значительно большую активность на ранних этапах эволюции подобных магм, способствует активному комплексообразованию с золотом при снижении температуры. Это является причиной накопления золота во флюидах, одновременно обогащенных серой, в меньшей мере и хлором. В дальнейшем, в процессе кристаллизации, хлор и сера удалялись из расплавов и выносили золото, создавая во вмещающих метасоматически измененных породах золотосульфидные концентрации.

Другой, рассматриваемый нами, Кременкульский массив относится к фторофильной рудно-магматической системе, ориентированной на редкометальное оруденение. Флюоритсодержащие постколлизионные лейкограниты субщелочной серии Кременкульского массива находятся в геометрическом центре крупного Челябинского окраинно-континентального тоналит-гранодиоритового плутона ГТГГ типа. Время становления лейкогранитов этого массива, которые слагают крутопадающий шток, несущий слабую W-Mo минерализацию, 275–260 млн лет, что относится к завершающей стадии коллизионного этапа [Пучков В.Н., 2010; Иванов К.С.,1998].

В составе Кременкульского штока выделяют две фазы. Первая фаза представлена средне- и крупнозернистыми, почти всегда порфировидными (за счет выделений щелочного полевого шпата) массивными лейкогранитами с ясно различимым макроскопически флюоритом и часто – вкрапленностью молибденита. Лейкограниты второй фазы мелкозернистые, с округлыми гороховидными выделениями дымчатого кварца. В лейкогранитах этой фазы встречается большое количество грейзеновых прожилков с лимонитизированными сульфидами, но, в отличие от средне- и крупнозернистых лейкогранитов первой фазы, в них нет вкрапленности молибденита. Химический состав обеих фаз, в целом, сопоставим. Вторая фаза более обогащена кремнеземом, несколько повышенным содержанием Na_2O и пониженным K_2O. По химическому составу рассматриваемые лейкограниты отвечают плюмазитовым редкометальным гранитам с W-Mo минерализаией.

Молибденовое оруденение [Золоев и др., 2004] приурочено к северной части штока. Локальный ореол распространения Mo с содержаниями 0.01–0.06 % вытянут субширотно на протяжении 2 км при ширине 150 м, рудное тело имеет мощность 11 м. К северу от него в экзоконтактовой зоне Кременкульских гранитов выявлен ореол повышенных содержаний W. При этом проявления Mo приурочены к центральной части массива, а ореолы W смещены от первых в северо-западном направлении. Где они приурочены к сохранившейся кровле массива. Установлены многочисленные зоны грейзенизации гранитов с рудоносными штокверками с молибденитом, пиритом, сфалеритом, флюоритом и с содержаниями Mo от 0.015 до 0.14 %. С молибденом ассоциируют: ниобий (43–101 г/т), рубидий (380 г/т), цезий (5–11.5 г/т), фтор (0.08 %) [Грабежев, 1981]. В восточной части массива описаны жильные мелкозернистые аплитовидные граниты с высоким содержанием (г/т, средние цифры) фтора – 3900, рубидия – 470, лития – 49, цезия – 25, бериллия – 10, ниобия – 103, олова – 14, молибдена – 21. Рассматриваемые лейкограниты, по степени дифференциации гранитного расплава [Зарайский, 2004], соответствуют гранитам с Sn-W-Mo-Be грейзеновой минерализацией.

Изученный апатит в Кременкульском массиве характеризуется высоким содержанием фтора (от 3.5 % и более), при наличии в его составе и высоких содержаний сульфатной серы (до 0.8 %). Высокое содержание фтора имеют здесь и биотиты (1.2–2.8 %). Необходимо отметить, что в составах этих минералов Cl отсутствует. В мусковитах Кременкульского массива содержание F составляет 0.7–1 %, хлор также отсутствует. В мусковитах содержания фтора в 2–3 раза ниже, чем в сосуществующих биотитах. Различие в уровнях содержаний фтора в биотитах и мусковитах может иметь значение для процессов рудогенеза [Грабежев и др., 1987], в связи с тем, что в процессе мусковитизации может происходить существенный вынос из измененных пород фтора, а также и фторофильных редких элементов, на которые были специализированы эти породы первоначально [Морозова, 2006].

В целом, анализируя выше изложенное можно отметить, что геохимическая специализация гранитоидов этих массивов на определенное оруденение, коррелируется со степенью сродства рудных металлов к летучим флюидным компонентам F, C и S. Апатит, как и биотит в данном случае, являются индикаторами специализации магматических пород на галогены и сульфатную серу. Обогащенность этими транспортирующими элементами-минерализаторами, как непосредственно и самими рудными элементами (Au, Mo , W и др.), является определяющей причиной для формирования рудной продуктивности расплавов. Из анализа данных также очевидно, что высокие концентрации K_2O в породах, фтора в апатитах и биотитах, при наличии повышенных содержаний серы (до 0.8 мас. % SO_3) в апатитах, относительная маловодность лейкогранитного расплава – это те самые благоприятные флюидно-геохимические факторы, которые способствуют специализации пермских постколлизионных гранитов Кременкульского массива на W-Mo минерализацию. В то же время, для более раннего во времени позднекаменноугольного окраинно-континентального Шарташского массива, характерно более низкое содержание в породах калия, а в минералах (апатите и биотите) – фтора и хлора, при исходной обогащенности рудоносных пород (даек) – золотом, высокая концентрация в магматогенных флюидах окисленной сульфатной серы, повышенная водонасыщенность надсубдукционных расплавов водой – все это благоприятные факторы, определяющие специализацию пород Шарташского массива на кварц-золотосульфидную (с шеелитом) минерализацию.

ЛИТЕРАТУРА

Викентьева О.В., Бортников Н.С., Мурзин В.В., Наумова В.Б. Флюидный режим минералообразования на Березовском золоторудном месторождении / Ежегодник-1999 ИГГ УрО РАН: Информ. сборник научных трудов. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 224-227.

Грабежев А.И. Редкие элементы в гранитоидах Урала. Сборник статей. Свердловск. 1981. 116 с.

Грабежев А.И., Левитан Г.М., Вигорова В.Г. и др. Золото в орогенных гранитоидах эвгиосинклинальной зоны Урала // Изв. АН СССР. Серия геол. 1986б. № 4. С. 105-116.

Грабежев А.И., Чащухина В.А., Вигорова В.Г. Геохимические критерии редкометальной рудоносности гранитов (на примере Урала). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 128 с.

Зарайский Г.П.Условия образования редкометальных месторождений, связанных с гранитным манматизмом // Смирновский сборник – 2004. М.: МГУ, Фонд акад. В.И. Смирнова, 2004. С. 105-192.

Золоев К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И., Шардакова Г.Ю. Минерагения и месторождения редких металлов, молибдена и вольфрама Урала //Екатеринбург: Министерство природных ресурсов РФ, ГУПР по Свердловской области; Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН; ОАО УГСЭ. 2004. 336 с.

Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6–2.0 млрд лет) и строение Урала: Дис. … д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1998. 252 с.

Каллистов Г.А. Флюоритсодержащие лейкограниты Челябинского гранитоидного батолита (Южный Урал) // Ежегодник-2011. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 159. 2012. С. 90-95.

Каллистов Г.А. Длительность и этапы становления пород Челябинского гранитоидного батолита // Ежегодник-2013. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 161. 2014. С. 434-349.

Коновалова Е.В., Прибавкин С.В., Замятин Д.А., Холоднов В.В. Сера в апатитах гранитов Шарташского массива и Березовского золоторудного месторождения // Ежегодник-2011. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып.159. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2012. С. 134-139.

Коновалова Е.В., Холоднов В.В., Прибавкин С.В., Замятин Д.А. Элементы – минерализаторы (сера и галогены) в апатитах Шарташского гранитного массива и Березовского золоторудного месторождения // Литосфера. 2013. № 6. С. 65-72.

Куруленко Н.С., Воронина Л.К. Фтор и хлор в минералах и породах Шарташского массива как индикаторы магматической дифференциации и рудоносности // Ежегодник-1989. ИГиГ УрО АН СССР. Свердловск, 1990. С. 125-127.

Куруленко Р.С. О критерии рудоносности по данным содержаний Cl в биотитах из березитов Шарташского массива // Ежегодник-1991. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. С. 108-109.

Куруленко Р.С., Холоднов В.В., Воронина Л.К. О рудно-формационном значении галогенов в минералах шарташско-березовских дайковых комплексов // Ежегодник-1992. ИГиГ УрО РАН. Екатеринбург, 1993. С. 125-127.

Морозова А.В. Геохимия гранитов Среднего и Южного Урала, продуктивных на W-Mo и Be-W оруденение // Литосфера. 2006. № 3. С. 171-177.

Прибавкин С.В., Монтеро, Беа Ф., Ферштатер Г.Б. U-Pb возраст и состав пород Березовского золоторудного поля (Средний Урал) // Литосфера. 2013. № 1. С. 136-145.

Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В. // ДАН. 2003. Т. 939. № 1. С. 78-82.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис. 2010. 280 с.

Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург, 1999. 570 с.

Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Рапопорт М.С., Осипова Т.А., Смирнов В.Н., Левин В.Я. Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1994. 135 с.

Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 2002.

Холоднов В.В. Галогены (фтор и хлор) индикаторы специализации надсубдукционных гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации на золото-сульфидно-кварцевое оруденение / Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование / Отв. редакторы Юшкин Н.П., Сазонов В.Н.: Сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 856-884.

СЛЮДЫ ГРАНИТОВ САЛМИНСКОГО ПЛУТОНА: РАЗНОВИДНОСТИ, ИНДИКАТОРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

Конышев А.А.,**, Аносова М.О.*, Минервина Е.А.****

*ГЕОХИ РАН, **ИЭМ РАН, ***ИГЕМ РАН, konyshev_aa@geokhi.ru

Салминский плутон относится к анортозит-рапакивигранитной формации гранитов А-типа (Ларин, 2001). Плутон расположен в Южной Карелии на восточном берегу Ладожского озера. Его протолитом являются нижнекоровые породы свекофенского времени и карельского кратона (Newmark et al.,1994). Породы плутона представлены широким перечнем пород от габбро и анортозитов до Li-F гранитов, образовавшихся в период 1547– 1530 млн лет назад (Amelin et al., 1997).

В Северо-западной части плутона, в районе г. Питкяранта породы плутона полого залегают под метаосадочными, карбонатсодержащими толщами протерозоя, в которых локализованы многочисленные скарновые, грейзеновые и пегматитовые месторождения и рудопроявления Питкярантского рудного узла. В этой части плутона проявлены многочисленные выходы незначительных по мощности тел топазсодержащих: Li-сидерофиллит и циннвальдит-содержащих гранитов, в то время как основной объём этих гранитов скрыт на глубине. С их рудогенетическим потенциалом, некоторые геологи (Amelin et al., 1991) связывают образования рудных объектов района.

Цель работы показать: связанное с эволюцией состава пород изменение состава слюд; корреляцию состава слюд и накопления рудных элементов в породе; использование состава слюд для оценки концентрации летучих компонентов в равновесном флюиде.

В Питкярантском рудном районе были отобраны образцы гранитной серии пород: овоидные биотитовые граниты (Sal2), равномернозернистые биотитовые граниты (Sal10, Sal19), топаз и Li-сидерофиллитсодержащие граниты (Sal15, Sal16, Sal17), топаз и циннвальдитсодержащие граниты (Li-F граниты) (Sal4, Sal12). Состав пород был проанализирован на петро и микроэлементный состав методами XRF и ICP-MS, минеральный состав исследован при помощи рентгеноспектрального микроанализа. Слюды также исследовались точечным методом микроэлементного анализа (LA-ICP-MS).

В представленной серии пород, наблюдается закономерное возрастание содержания Ta с увеличением степени кристаллизационной дифференциации (рис. 1). Это связано с постепенным увеличением fO_2 и распределением Ta в пользу силикатного расплава, так как на ранних этапах анортозит-рапакивигранитного магматизма Ta входит в ильменит не оставаясь в остаточном расплаве. По Nb/Ta и Zr/Hf отношениям рассматриваемые породы находятся за пределами границ для потенциально Ta-рудных объектов: Nb/Ta менее 1 и Zr/Hf менее 5, (рис. 2) (Zaraisky et al., 2008), но вплотную приближаются к ним.

Ta, также входит в состав слюд, при этом содержание Ta в слюде выше, чем валовое содержание в породе для всех исследуемых типов пород. В связи с этим, любопытно сравнить содержание Ta в слюде в породах без Ta-содержащей минерализации и в породах с наличием таковой (колумбит). Содержание Ta в слюдах само по себе малоинформативно, но в отношении к содержанию Ta в породе показывает распределение Ta между породой и слюдой (рис. 3). Уменьшение содержания Ta в слюде на заключительных этапах эволюции гранитов связано с появлением колумбита, в пользу которого и распределяется Ta. Также, считаем нужным отметить низкое значение отношения Ta_слюда/Ta_порода в Sal2 в слюде из полевошпатовых овоидов и высокое в слюде из основной массы.

Слюды в рассматриваемых породах представлены рядом: сидерофиллит – Li-сидерофиллит-циннвальдит

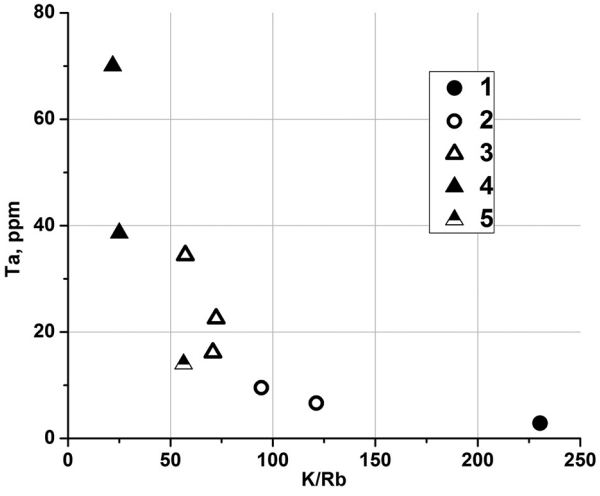


Рис. 1. Содержание Ta в породах, относительно K/Rb индикатора кристаллизационной дифференциации пород (Александров, 1980).

1 – Sal2; 2 – Sal10, Sal19; 3 – Sal15, Sal14, Sal16; 4 – Sal4, Sal12; 5 – образец 403-13 [Ларин, 2001]; 6 – породы Вост. Забайкалья генетически связанные с Ta-Nb месторождениями Орловское, Этыкинское, Ачиканское [Zaraisky et al., 2008]; 7 – поле оконтуривающее потенциально рудные Ta-Nb объекты по [Zaraisky et al., 2008].

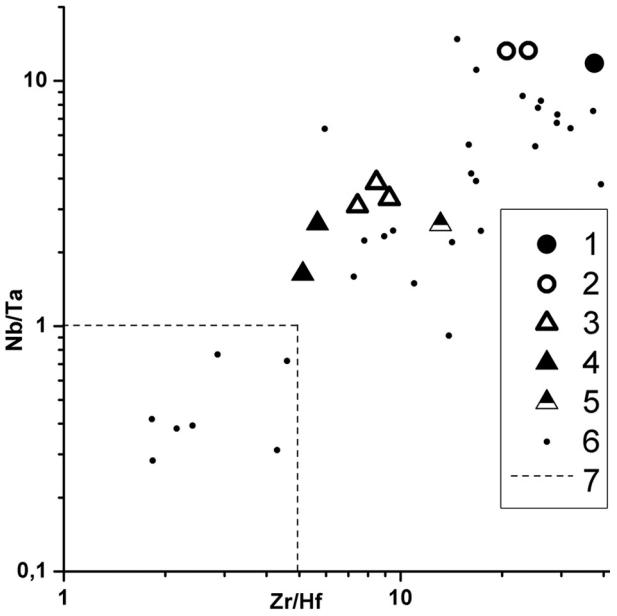


Рис. 2. Отношение Nb/Ta в породе к индикатору потенциальной рудоносности Zr/Hf [Zaraisky et al., 2008].

Условные обозначения – см. рис. 1.

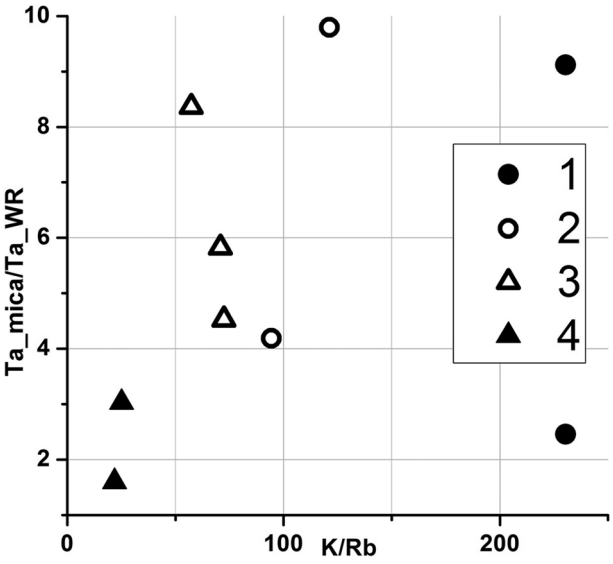


Рис. 3. Отношение содержания Ta (ppm) в слюдах к содержанию в породе, относительно K/Rb индикатора кристаллизационной дифференциации пород [Александров, 1980].

Условные обозначения – см. рис. 1.

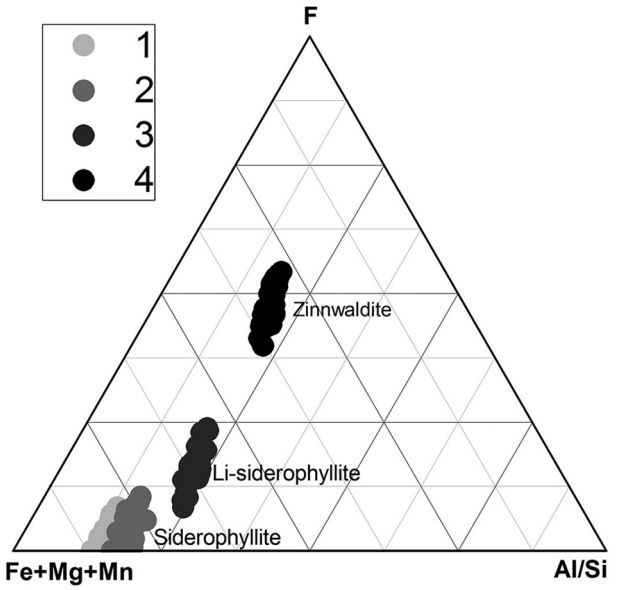


Рис. 4. Треугольная диаграмма экспресс-классификации слюд на основе микрозондового анализа.

Условные обозначения – см. рис. 1.

(рис. 4). Такой тренд эволюции составов слюд характерен для гранитов А-типа (Breiter et al., 2017). По мере эволюции состава пород, в содержащихся в них слюдах закономерно увеличивается количество F, Li и многих других литофильных элементов. Содержание F в породе не дает адекватного значения F при их становлении, так как F может быть утерян в результате дегазации, или привнесен в результате постмагматических процессов. Определение содержания летучих компонентов на магматическом этапе важно для построения моделей рудно-магматических систем, так как они являются транспортными агентами для рудного вещества.

Оценку содержания F в природном магматическом флюиде можно произвести при помощи минеральных геофториметров (Аксюк, 2002). К сожалению, температуру образования слюд сложно оценить напрямую. Была проведена грубая оценка с использованием данных по эксперимательному плавлению порошка Sal4 и имеющихся литературных данных по солидусу овоидных и равномернозернистых биотитовых гранитов – 830 °C (Ларин, 2011). Эксперимент проводили в водонасыщенных и «сухих» (0.6 мас. % за счет OH-содержащих минералов) условиях при 2 кбар (Ларин, 2011) в ИЭМ РАН на «газовой бомбе» с последующей изобарической закалкой. По геологическим наблюдениям, циннвальдит в Sal4 образовывался на заключительном этапе кристаллизации и температура его образования должна находиться вблизи линии солидуса. В результате эксперимента установлено: температура водонасыщенного и «сухого» солидуса составила 570 и 640 °C соответственно. Полученная оценка концентраций M HF (M – моль/дм^3) во флюиде (активность воды принималась равной 1): овоидные биотитовые граниты 0.02 M; биотитовые равномернозернистые граниты 0.047 M; Li-F топаз-циннвальдитсодержащие граниты (Sal4) – 0.19–0.27 M.

Для сравнения, природные флюиды Орловского и Этыкинского Ta-Nb месторождений Восточного Забайкалья составляли: 0.43 и 0.73 M HF соответственно (Аксюк, 2009).

Выводы. В серии гранитов А-типа, слюды являются хорошим индикатором наличия редкометальной минерализации. Резкое уменьшение концентрации Ta в слюде относительно содержания в породе, при росте степени кристаллизационной дифференциации является показателем благоприятных условий для формирования Ta-содержащей минерализации (колумбит). Также благоприятным показателем является высокая концентрация HF в природном флюиде.

Автор благодарит Российский фонд фундаментальных исследований за финансовую поддержку работы грантами 14-05-31098 мол_а и 15-05-03393А.

ЛИТЕРАТУРА

Аксюк А.М. (2002) Экспериментально-обоснованные геофториметры и режим фтора в гранитных флюидах // Петрология. Т. 10, № 6. С. 628-642.

Аксюк А.М. (2009) Режим фтора в глубинных гидротермальных флюидах и приповерхностных водах (экспериментальные исследования) // автореферат докторской диссертации, ГЕОХИ РАН.

Александров И.В. Геохимия рассеянных и рудных элементов в гранитоидах // Наука, Москва, 1980

Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы // Изд. «Наука» С.-Петербург, 2011, 402 с.

Amelin Yu.V., Larin A.M., Tucker R.D. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution // Contrib Mineral Petrol 1997 127: 353-368.

Amelin Yu.V., Beljaev A., Larin A.M. et al. Salmi batholith and Pitkaranta ore field in Soviet Karelia // Geol. Surv. Finland / Eds I. Haapala, O.T. Ramo, P.T. Salonsaari, 1991. Guide 33.

Breiter K., Vankova M., Vasinova Galilova M., Korbelova Z., Kanicky V. Lithium and trace-element concentrations in trioctahedral micas from granites of different geochemical types measured via laser ablation ICP-MS // Mineralogical Magazine, February 2017, Vol. 81(1), p. 15-33.

Neymark L.A., Amelin Yu.V., Larin A.M. Pb-Nd-Sr isotopic and geochemical constraints on origin of the 1.54–1.56 Ga Salmi Rapakivi Granite-Anorthosite Batolith (Karelia, Russia) // Mineralogy and petrology, 1994, v. 50, p. 173-193.

Zaraisky G.P., Aksyuk A.M., Devyatova V.N., Udoratina O.V., Chevychelov V.Yu. Zr/Hf ratio as an indicator of fractionation of rare-metal granites by the example of the Kukulbei complex, Eastern Transbaikalia // Petrology, 2008, Vol.16, No. 7, p. 710-736.

THE MICA FROM THE SALMI PLUTON GRANITES: VARIATIONS, INDICATOR FEATURES

*Konyshev A.A.***, Anosova M.O.*, Minervina E.A.****

*GEOKHI RAS, **IEM RAS, ***IGEM RAS, konyshev_aa@geokhi.ru

The Salmi pluton belongs to the anorthosite-rapakivigranite formation of A-type granites (Larin, 2001). The Pluton is located in South Karelia on the eastern shore of Ladoga Lake. Paleoproterosoic lower crustal rocks and the rocks of Karelian craton are the protolyth of the Salmi pluton (Newmark et al., 1994). The rocks of the pluton are represented by a broad list of rocks from gabbros and anorthosites to Li-F granites formed in the period 1547–1530 million years ago (Amelin et al., 1997).

In the northwestern part of the pluton, near the town of Pitkäranta, the pluton rocks lie gently under the metasedimentary, carbonate-bearing strata of the Proterozoic. In this area numerous skarn, greisen and pegmatite deposits and ore occurrences are located (Pitkäranta ore node). Besides in this area there are numerous exits of the bodies of topaz-bearing Li-siderophyllite and zinnwaldite granites with insignificant dimension, the bulk of these granites is hidden at depth. Geologists (Amelin et al., 1991) associate the formation of the ore objects of the region with the ore-genetic potential of the high evolutionary granite.

The aim of the work: to show the change of mica composition associated with the granite rocks evolutionary trend; the correlation of mica composition and the accumulation of ore elements in the rock; the use of mica composition for estimating the concentration of volatile components in the equilibrium fluid.

A series of granite rocks was collected in the Pitkäranta ore node: ovoid biotite granite (Sal2), equigranular biotite granite (Sal10, Sal19), topaz Li-siderophyllite-bearing granite (Sal15, Sal16, Sal17), topaz zinnwaldite-bering granite (Li-F granite) (Sal4, Sal12). The petrochemical and microelement composition of rock was analyzed by XRF and ICP-MS methods, the mineral composition was determinated by X-ray spectral microanalysis. Mica was also examined by the point method of microelement composition analysis (LA-ICP-MS).

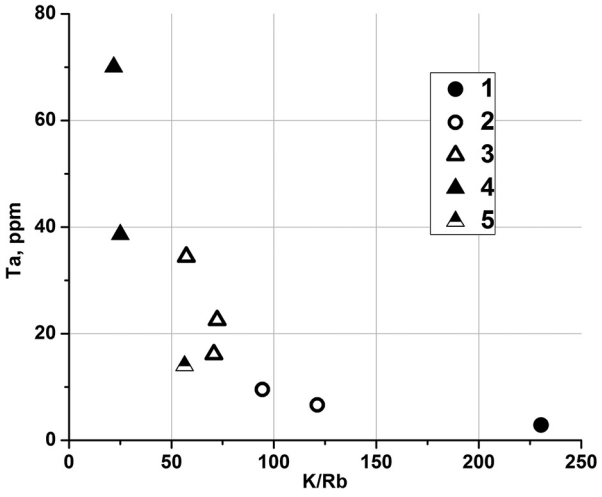


Fig. 1. The content of Ta in the rocks, relative to the K/Rb indicator of the stage of its crystallization differentiation [Alexandrov, 1980].

1 – Sal2; 2 – Sal10, Sal19; 3 – Sal15, Sal14, Sal16; 4 – Sal4, Sal12; 5 – sample 403-13 [Larin, 2001]; 6 – Rocks of East Transbaikalia genetically related with Ta-Nb deposites Orlovskoye, Etykinskoye, Achikanskoye [Zaraisky et al., 2008]; 7 – A field delineating potentially Ta-Nb ore objects by [Zaraisky et al., 2008].

In the presented series of rocks a regular increase in the Ta content with an increase of crystallization differentiation degree (Fig. 1) is observed. This is so due to the gradual increase in fO_2 and the distribution of Ta in favor of silicate melt, since in the early stages of anorthosite-rapakivigranitic magmatism Ta enters ilmenite without remaining in the residual melt. In respect of the Nb/Ta and Zr/Hf ratios, the investigated rocks are located beyond the boundaries for potentially Ta-ore objects: Nb/Ta is less than 1 and Zr/Hf is less than 5, (Fig. 2) (Zaraisky et al., 2008), but approach them closely.

Ta is also included in the mica composition. The content of Ta in the mica is higher than the gross content in the all types of investigated rocks. In this regard it is interesting to compare the content of Ta in the mica from rocks without Ta-mineralization with the rocks with the presence of this type of mineralization (columbite). The content of Ta in mica itself is not very informative, but in connection with the content of Ta in the rock shows the distribution of Ta between the rock and mica (Fig. 3). The decrease in the content of Ta in mica at the final granite evolution stages is associated with the appearance of columbite, in favor of which Ta is also distributed. Also we consider it is necessary to mark a low ratio value Ta_mica/Ta_wholerock in Sal2 in mica from feldspathic ovoid and high ratio value in the mica from the bulk mass.

The mica in the investigated rocks is represented by a row: siderophyllite – Li-siderophyllite – zinnwaldite (Fig. 4). Such a trend of mica composition evolution is characteristic for A-type granites (Breiter et al., 2017). As the composition of the rocks evolves, the amount of F, Li, and many others lithophile elements naturally increases in the mica contained in them. The F content in the rock does not give any evidence of an adequate value of F during

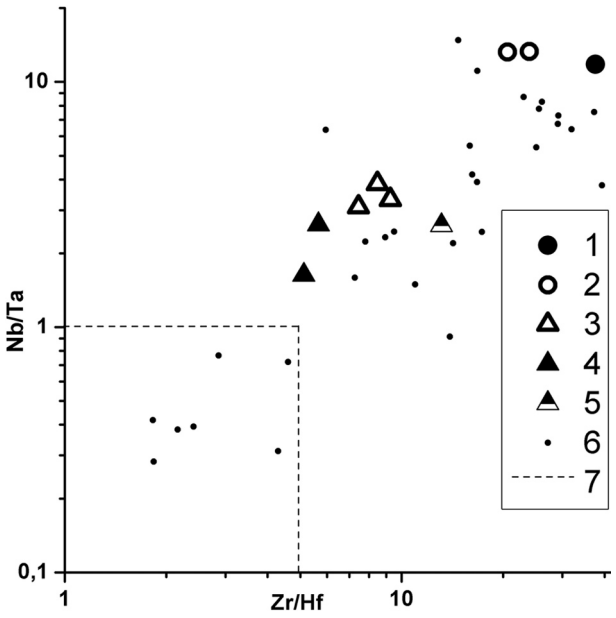


Fig. 2. The ratio of Nb/Ta in the rock to the indicator of potential ore-bearance Zr/Hf [Zaraisky et al., 2008].

Legend see Fig. 1.

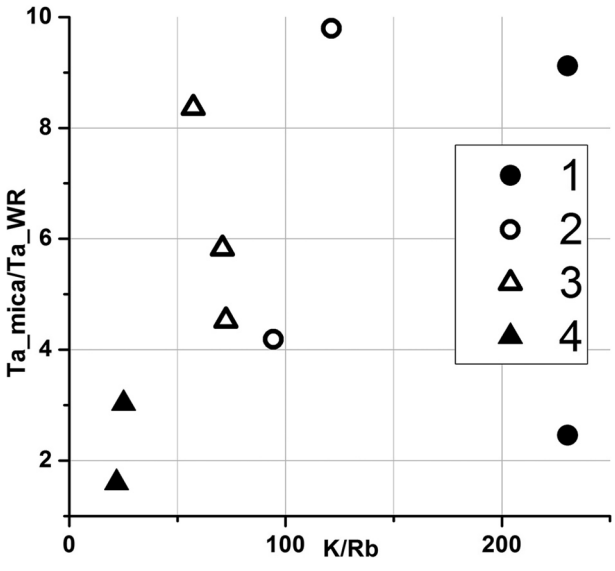


Fig. 3. The ratio of Ta (ppm) content in mica to the content in the whole rock, relative to the K/Rb indicator of the crystallization differentiation of rocks [Alexandrov, 1980].

Legend see Fig. 1.

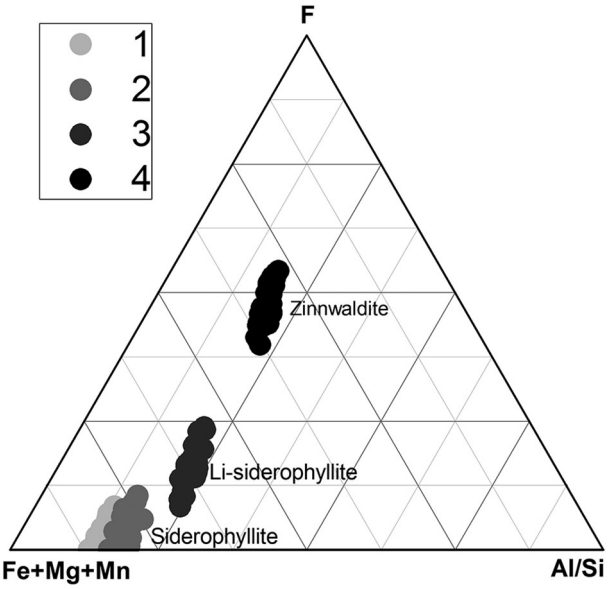


Fig. 4. Triangular diagram of the rapid micas classification, based on microprobe analysis.

Legend see Fig. 1.

its formation, since F can be lost as a result of degassing, or introduced into as a result of postmagmatic processes. The determination of volatile components content at the magmatic stage is very important to create models of ore-magmatic systems, since they are transport agents for ore matter.

The F content in the natural magmatic fluid can be estimated by using mineral geofluorimeters (Aksyuk, 2002). Unfortunately, the temperature of mica formation is difficult to estimate directly. A rough estimate was made by using data from the experimental melting of Sal4 powder and available literature solidus data of ovoid and equigranular biotite granites – 830 °C (Larin, 2011). The experiment was conducted in water-saturated and "dry" (0.6 % by weight due to OH-containing minerals) conditions at 2 kbar (Larin, 2011) in the IEM RAS on a "gas bomb", followed by isobaric quenching. According to geological observations, zinnwaldite in Sal4 was forming at the final stage of crystallization and the temperature of its formation should be near the solidus line. As a result of the experiment, the temperature of the water-saturated and "dry" solidus was found to be 570 and 640 °C respectively. The obtained concentration of M HF (M-mol/dm^3) in the fluid (water activity was taken equal to 1): ovoid biotite granites 0.02 M; Biotite equigranular granites 0.047 M; Li-F topaz-zinnwaldite bearing granite (Sal4) – 0.19–0.27 M.

For comparison, the natural fluids of the Orlovskoe and Etykinskoe Ta-Nb deposits in the Eastern Transbaikal were 0.43 and 0.73 M HF respectively (Aksyuk, 2009).

Conclusions. In a A-type granite rock series mica are good indicators of the presence of rare metal mineralization. A sharp decrease of Ta concentration in mica relative to the Ta content in the rock, with an increase in the degree of crystallization differentiation, is an indicator of favorable conditions for the formation of Ta-containing mineralization (columbite). The high concentration of HF in the natural fluid is also a favorable indicator for this type of mineralization.

The author thanks the Russian Foundation for Basic Research for financial support of the work with grants 14-05-31098 Mol_a and 15-05-03393A.

REFERENCES

Aksyuk A.M. (2002) Experimentally-validated geofluorimeters and fluorine regime in granite fluids. Petrology. v. 10, № 6. p. 628-642.

Aksyuk A.M. (2009) Fluorine regime in deep hydrothermal fluids and near-surface waters (experimental studies), abstract of the thesis for the degree of Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, GEOKHI RAS. (In Russian)

Alexandrov I.V. (1980) Geochemistry of dispersed and ore elements in granitoids. Nauka, Moscow, 198 p. (In Russian)

Amelin Yu.V., Beljaev A., Larin A.M. et al. Salmi batholith and Pitkaranta ore field in Soviet Karelia // Geol. Surv. Finland / Eds. I. Haapala, O.T. Ramo, P.T. Salonsaari, 1991. Guide 33.

Amelin Yu.V., Larin A.M., Tucker R.D. (1997) Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution. Contrib. Mineral. Petrol. v. 127: p. 353-368.

Breiter K., Vankova M., Vasinova Galilova M., Korbelova Z., Kanicky V. Lithium and trace-element concentrations in trioctahedral micas from granites of different geochemical types measured via laser ablation ICP-MS // Mineralogical Magazine, February 2017, Vol. 81(1), p. 15-33.

Larin A.M. (2011) Rapakivi Granits and associative rocks. Nauka, St. Petersburg, 402 p. (In Russian)

Neymark L.A., Amelin Yu.V., Larin A.M. Pb-Nd-Sr isotopic and geochemical constraints on origin of the 1.54–1.56 Ga Salmi Rapakivi Granite-Anorthosite Batolith (Karelia, Russia) // Mineralogy and petrology, 1994, v. 50, p. 173-193.

Zaraisky G.P., Aksyuk A.M., Devyatova V.N., Udoratina O.V., Chevychelov V.Yu. Zr/Hf ratio as an indicator of fractionation of rare-metal granites by the example of the Kukulbei complex, Eastern Transbaikalia // Petrology, 2008, Vol. 16, No. 7, p. 710-736.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ САЛАТИМСКОЙ И ПРИСАЛАТИМСКОЙ ЗОН ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Коровко А.В., Бородина Н.С.*, Шардакова Г.Ю.*, Вишнякова М.Д.*, Десятниченко Л.И.***

*Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия, VishniakovaMD@igg.uran.ru
**ООО «Инвестмаркет», li10ko@mail.ru

Салатимская сутурная зона, приуроченная к осевой части Главного Уральского разлома (ГУР), и примыкающая к ней с запада Присалатимская зона состоят из фрагментов разного состава и возраста – серпентинитов, метавулканогенно-осадочных и интрузивных пород, интенсивно тектонизированных и перемещенных в ходе событий, связанных с закрытием океана и образованием Уральского орогена (рис. 1). Результаты геологоразведочных работ последних лет уточняют представления о строении этих частей ГУР и подтверждают, что здесь пространственно тектонически сближены комплексы разных возрастов, формационной принадлежности и геодинамических условий формирования. Это в полной мере относится к рассматриваемым в настоящем сообщении Крив-Вагранскому сиенитовому массиву и круторечeнскому гранитному комплексу.

Крив-Вагранский массив залегает в западной части падающей на восток Салатимской зоны имеет субовальную форму, размеры около 1.8 × 0.4 км и субмеридиональное простирание. Массив имеет тектонические контакты и является крупной будиной, залегающей в полимиктовом серпентинитовом меланже войкаро-кемпирсайского тектоногенного комплекса (D_3-P).

Породы Крив-Вагранского массива по современной классификации [Петрографический…, 2008] соответствуют амфибол–пироксеновым альбитовым сиенитам. Ряд петрогеохимических особенностей (повышенное содержание фемических элементов) сближает наиболее основные разности с монцодиоритами. Преобладающий тип – это зеленовато-серые мелко-среднезернистые породы с вкрапленниками альбита, окруженного мелко-тонкозернистым агрегатом шахматного альбита, калишпата и богатого калием альбита. Темноцветные минералы представлены кальциевым и натриево–кальциевым амфиболом [Leake et al, 1997], пироксеном (железистый авгит), иногда биотитом; акцессории – сфен, апатит, циркон, рудные минералы – ильменит, пирит и окислы железа. Слагающие мас-

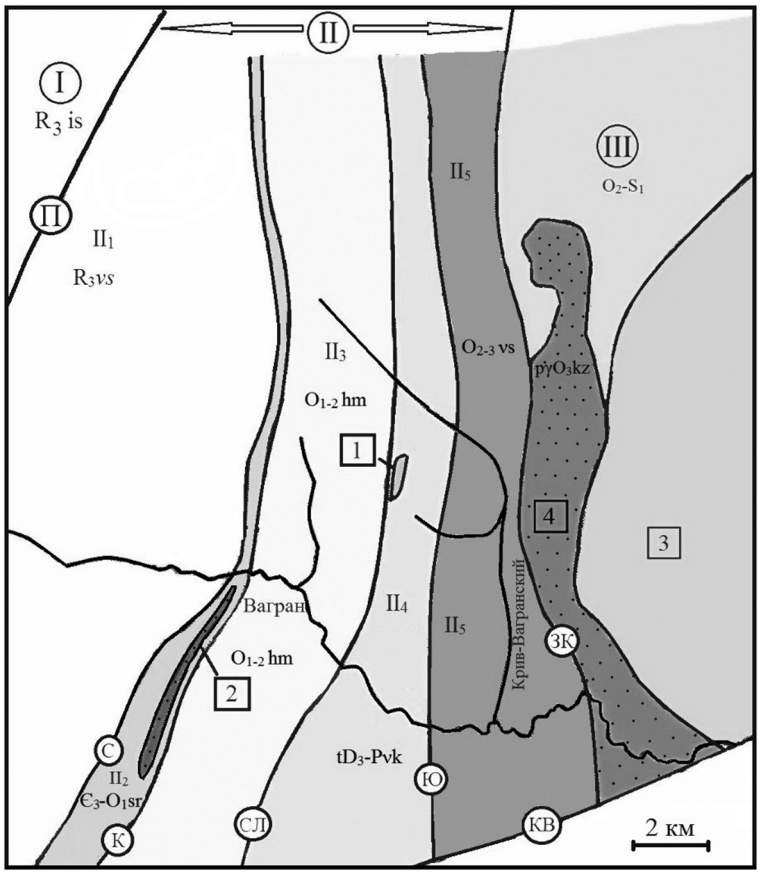


Рис. 1. Схема тектонического районирования верховий р. Вагран (по [Петров и др., 2006] с дополнениями). Масштаб 1:200 000.

Разломы: П – Поповский, С – Сосьвинский, К – Круторечeнский, СЛ – Салатимский, Ю – Юртинский, ЗК – Западнокумбинский, КВ – Кальинско-Вагранский. Главные структуры, основные тектонические блоки и пакеты тектонических пластин и основные комплексы пород, слагающие их: I – Ишеримский мегаблок, Сосьвинский блок, ишеримская метатеригенная свита R_3iš; II – Салатимская сутурная зона: II_1 – Хозатумпский блок, велсовская метатеригенная свита R_3vs, II_2 и II_3 – Присалатимский блок: II_2 – Круторечeнский пакет, саранхапнерская метатеригенная свита $Є_3$-O_1sr, II_3 – Латинско-Киршильский пакет, хомасьинская метавулканогенно-осадочная толща O_{1-2}hm, II_4 – Тальтийско-Оленевский блок, Салатимская зона смятия, войкаро-кемпирсайский тектоногенный комплекс D_3-Pvk, II_5 – Крив-Вагранский блок, выйская метавулканогенная свита O_{2-3}vs; III – Тагильский мегаблок, нерасчлененные образования O_2-S_1. Массивы: 1 – Крив-Вагранский сиенитовый, 2 – круторечeнский гранитный комплекс, 3 – Кумбинский полихронный и полиформационный массив, 4 – Вагранский гранит-плагиогранитовый.

сив породы претерпели значительные метаморфические преобразования. Это подтверждается альбитизацией полевых шпатов, наличием шахматного альбита, развитием фенгита по плагиоклазу, присутствием натрово-кальциевого амфибола, замещающего кальциевый амфибол. Распространены также другие метаморфические минералы: стильпномелан, эпидота с высоким пистацитовым миналом, лейкоксен. Характерна повышенная железистость, проявленная как в ранних минералах (клинопироксен, кальциевый амфибол, биотит), так и в более поздних (натриево-кальциевый амфибол, эпидот и стильпномелан). Согласно расчетам по амфибол-плагиоклазовому геобарометру [Ферштатер, 1990], высокобарические преобразования шли при $P_{общ}$ = 8–9 кбар, 1990 и завершились при 5 кбар (амфиболитовая фация).

Rb-Sr возраст сиенитов Крив-Вагранского массива составил 639 ± 32 млн лет при первичном отношении $^{87}Sr/^{86}Sr$=0,70228, MSWD=0,68. Эта датировка, по-видимому, фиксирует ранний этап метаморфизма, близкий ко времени формирования самих пород.

Второй из рассматриваемых интрузивов, названный нами круторечeнским комплексом, выделен в Присалатимской зоне ГУР на правом борту долины р. Вагран западнее ее притока р. Крутая (рис. 1). Здесь прослежен ряд субсогласных линзовидных тел катаклазированных и рассланцованных порфировидных гранитов и гранит-порфиров, круто падающих на восток. По мере удаления от центров тел граниты постепенно сменяются тонкосланцеватыми бластомилонитами предположительно кислого состава. Эта ассоциация пород образует дислоцированный массив сложной формы, имеющий субмеридиональное простирание, длину около 6 км при ширине до 0.3–0.5 км.

Порфировидные граниты имеют грубозернистую, резко свилеватую текстуру. Крупные (до 5 и более мм) таблицы или неправильной формы выделения калишпат–пертита и кварца составляют до 80 % породы, в основной массе кроме мелкозернистого кварцевого и кварц–полевошпатового агрегата содержатся шахматный альбит, игольчатые срастания мусковита, стильпномелана, редкие листочки биотита, ассоциирующие с рудным минералом, гнезда и прожилки карбоната. Акцессории – апатит, циркон.

Граниты-порфиры – это мелкозернистые пестрые породы: тонкозернистая темно-серая основная масса содержит среднезернистые до крупнозернистых белые аллотриоморфнозернистые полевошпатовые выделения. На срезе породы видны мелкие округлые выделения кварца. Под микроскопом породы имеют катакластическую структуру, где очковые выделения полевых шпатов (калишпат, шахматный альбит) погружены в полосчатую тонкозернистую массу, представленную мусковитом, хлоритизированным биотитом, рудным минералом, лейкоксеном, флогопитом, карбонатом. Акцессории – ортит и циркон.

В целом отвечая по составу предельным гранитам, порфировидные граниты и гранит-порфиры круторечeнского комплекса имеют индивидуальные особенности состава. Первые характеризуются более высокими содержаниями титана, железа, магния, марганца, меньшими – натрия. Это обусловлено, по-видимому, более интенсивным развитием гипергенных изменений. Важная петрохимическая особенность круторечeнских гранитов – обедненность их кальцием, что сближает их с гранитами Приполярного и Полярного Урала [Кузнецов и др., 2005]. Несмотря на сильные вторичные изменения, породы круторечeнского комплекса на диаграмме нормативных отношений Ab–Q–Or попадают в область магматических гипабиссальных образований, что согласуется с их структурно-текстурными особенностями.

Различный петрогенезис описываемых пород обусловил геохимические особенности, свидетельствующие о различных геодинамических обстановках внедрения. На спайдерграммах относительно БСОХ породы Крив-Вагранского массива имеют положительные аномалии Nb и Zr, Ba, отрицательные аномалии Ti. Эти факты, дополненные позицией точек сиенитоидов на диаграммах Пирса и Харриса (рис. 2), свидетельствуют о формировании во внутриплитной обстановке (континентальный рифтинг?). Высокие отношения K/Rb (около 1000) позволяют предполагать мантийный источник расплавов [Ферштатер, 1987], что, вместе с охарактеризованными выше особенностями, может указывать на плюмовую природу

Граниты круторечeнского комплекса по содержаниям Rb и Sr отвечают производным толеитовой континентальной или островодужной магмы. На диаграммах Вейлена они попадают в поле M, S, I – гранитов, отличаясь от A-типа; на диаграмме Пирса (рис. 2) лежат на границе, разделяющей коллизионные и субдукционные серии, что может указывать на участие в субстрате для их выплавления как коровой, так и мантийной составляющей.

Поведение элементов-примесей свидетельствует о том, что граниты круторечeнского комплекса обладают признаками как надсубдукционных (отрицательные аномалии Nb, Ti на трендах, нормированных к БСОХ), так и внутриплитных (положительные аномалии Zr, Pb, Li, Th) образований. В этом они сходны и с вендскими гранитоидами битимского (Средний Урал, Уфалейский блок) и юрминского (Южный Урал, Башкирский мегантиклинорий) комплексов, которые расположены на западном склоне Урала в зоне аккреции, и потому имеют не вполне ясную геодинамическую «природу» [Холоднов и др., 2006]. По распределению РЗЭ грани-

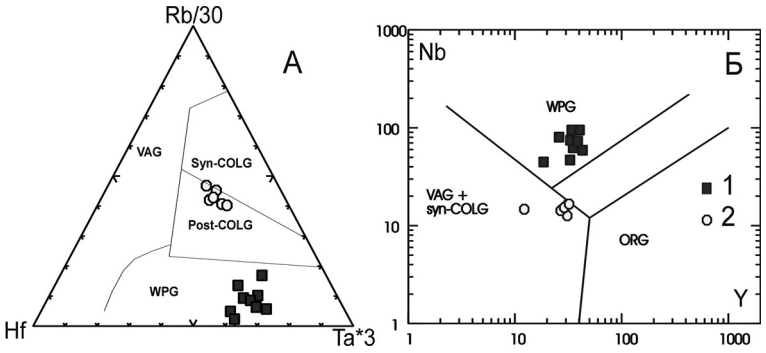


Рис. 2. Диаграммы Hf–Rb/30–Ta*3 [Harris et al., 1986] и Nb–Y [Pearce et al., 1984] для сиенитоидов Крив-Вагранского массива (1) и гранитов круторечeнского комплекса (2).

VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, sin-COLG – синколлизионные граниты, post-COLG – постколлизионные граниты.

ты круторечeнского комплекса отличаются от гранитоидов относительно «молодых» обстановок (надсубдукционной и коллизионной, карбон-пермь) более высоким уровнем концентраций РЗЭ, особенно в лёгкой части спектра, а от более древних (средний рифей) рифтогенных гранитов – более низкими содержаниями при близкой конфигурации трендов. Практически идентичным с описываемыми породами круторечeнского комплекса распределением РЗЭ обладают граниты Приполярного Урала, имеющие вендский возраст. Обстановки же образования последних определяются разными авторами неоднозначно – от рифтогенных до орогенных эпизодов тиманской активности [Кузнецов и др., 2005; Петров и др., 2007; Пучков, 2010 и др.]. Сходство с вендскими гранитами из разных секторов Урала позволяет предположить, что и породы круторечeнского комплекса могли образоваться в этот временной этап. Поскольку Присалатимская зона – это фактически западная часть зоны меланжа, где наблюдается масса разнородных террейнов, контакты гранитов с вмещающими их кембрий-ордовикскими метавулканогенно-осадочными толщами –тектонические, все разности пород сильно катаклазированы, то это допущение вполне возможно.

Наличие гранитоидов разного состава и геодинамической природы (Крив-Вагранский массив и круторечeнский комплекс) в тектонически сближенных блоках зоны ГУР является дополнительным аргументом в пользу ее сложного строения и активной геологической истории в интервале от закрытия океана до формирования Уральского коллизионного орогена.

Исследования проведены при финансовой поддержке гранта РФФИ № 15–05–00576 и проекта ФАНО и УрО РАН № 15–18–5–24.

ЛИТЕРАТУРА

Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралид-тиманид. Сыктывкар: Геопринт, 2005. 100 с.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические и импактные образования. Изд. 2. Санкт-Петербург. 2008. 200 с.

Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В. Новые данные о возрасте субщелочного магматизма на восточной окраине Восточно-Европейского палеоконтинента и оценка скорости продольного раскрытия раннепалеозойского рифта // Докл. АН. 2007. Т. 414. № 4. С. 513-517.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: Даурия, 2010. 280 с.

Ферштатер Г.Б. Петрология интрузивных ассоциаций. М: Наука, 1987. 231 с.

Ферштатер Г.Б. Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр // Геохимия. 1990. № 3. С. 328-336.

Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Шардакова Г.Ю., Н.С. Бородина, Шагалов Е.С. Гранитоидный магматизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы (Ю. Урал) // Литосфера. 2006. № 3. С. 3-28.

Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // Collision tectonics / M.P. Coward, A.C. Ries (eds.). Geol. Soc. London Spec. Publ. 1987. N 19. P. 67-81.

Leake B.E., Woolley A.R. et al. Nomenclature of amphiboles // Canad. Mineral. 1997. V. 35. P. 219-246.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956-983.

КИСЛЫЕ ПОРОДЫ КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО УРАЛА

Косарев А.М.

Институт геологии, Уфа, Россия, amkosarev@mail.ru

Кислые породы занимают заметное место в геологическом строении колчеданоносных вулканических комплексов Магнитогорской мегазоны Южного Урала.

Возраст колчеданоносных комплексов Магнитогорской мегазоны по макрофауне и конодонтовой фауне [Маслов, Артюшкова, 2010] охватывает интервал от позднего эмса до раннего живета. С запада на восток на широтном профиле Бурибай-Подольское, установлено омоложение возраста колчеданоносных формаций [Косарев и др., 2005], что связывается с процессом погружения субдукционной плиты в восточном направлении.

В колчеданоносной Магнитогорской палеоостроводужной мегазоне Южного Урала выделяется по преобладающему сериальному типу вулканитов 6 типов колчеданоносных вулканических комплексов. *Первый тип ивановско-бурибайский* в котором преобладают вулканиты бонинитовой и толеитовой островодужной серий в основных составах пород и известково-щелочной, реже умереннощелочной серий в кислых породах. Все кислые породы ивановского подтипа обнаруживают обогащение ЛРЗЭ и обеднение ТРЗЭ, повышенные концентрации Zr (73.8–155 г/т). На спайдердиаграммах кислых пород обнаружены негативные аномалии Nb, Eu, Ba, положительные – Sr, Zr.

В кислых породах собственно *бурибайского комплекса* диапазон колебаний K_2O в эффузивных породах варьирует от 0.05 до 1.68 %, Na_2O от 4.3 до 8.65 %. В наиболее щелочных разновидностях обнаруживаются повышенные количества РЗЭ и высокое значение La/Yb, что свидетельствует о первичномагматической умереннощелочной специфике этих пород. Концентрации Zr в кислых породах бурибайского комплекса варьируют от 47 до 84 г/т, что сопоставимо с аналогичными породами толеитовой и бонинитовой серий островных дуг Тонга-Кермадек и Южно-Сандвичевой [Петрология и геохимия …, 1987].

В вариолях бонинитовых вариолитов присутствует кислое стекло в сочетании с кварц-альбитовым агрегатом. Состав кислого стекла и кварц-альбитового агрегата, содержащих вторичные минералы и поздний клинопироксен варьирует в следующих пределах мас.%: SiO_2 – 64.7–74.36, Al_2O_3 – 20.58–23.8, MgO – 0.06–2.1, CaO – 0.2–2.58, Na_2O – 6.07–11.37, K_2O – 0.04–3.4. От кремнекислых пород бурибайского комплекса состав вариолей отличается повышенными глиноземистостью, суммарной щелочностью, натриевостью и в отдельных случаях, калиевостью, что не позволяет безоговорочно считать вариоли аналогами и предтечей кислых пород.

Второй тип представлен *верхнетаналыкским комплексом* ($D_1e^2_2$), который изучен в Баймакском и Гайском рудных районах и на Макан-Октябрьском рудном поле. От основных пород к кислым установлено возрастание содержаний K_2O, Zr, Ba, La, Sm, ∑РЗЭ, U, Th, F, при сохранении повышенной магнезиальности во всех типах пород. Анализ имеющихся материалов показывает тесную связь между всеми группами пород по кислотности, подчеркиваемую наличием переходных типов пород и появлением антидромных ритмов на фоне общей гомодромной эволюции. Величины изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в базальтах верхнетаналыкского комплекса варьируют от 0.70446 до 0.70463, в кремнекислых породах – от 0.70297 до 0.70452 [Бобохов и др., 1989, Spadea et al., 2002], отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ в базальтах составляет 0.51245 [Spadea et al., 2002].

Приведенные геологические и петролого-геохимические материалы, свидетельствуют о геохимическом единстве кислых пород верхнетаналыкского комплекса.

Однако, пространственная обособленность экструзивно-субвулканических пород от эффузивно-пирокласто-тефроидных толщ и особенности химизма, выраженные в повышенных, по сравнению с эффузивами, содержаниях SiO_2, Zr, Y, Ta, Rb, Yb, позволяют интерпретировать это явление двояко. Во-первых, можно считать, что субвулканические и интрузивные породы являются продуктами дифференциации основных магм, исходных для верхнетаналыкского комплекса. Второй вариант предполагает, что большие массы субвулканических и гиповулканических интрузивных пород по происхождению рассматривается как продукт частичного плавления амфиболизированных основных пород в корнях островных дуг [Фролова, Бурикова, 1977, Трондьемиты…, 1983, Ферштатер, 2013].

Третий тип представлен *подольским колчеданоносным вулканическим комплексом*, который располагается восточнее Баймак-Макан-Гайской рудоносной зоны и входит в состав ирендыкской свиты (D_2ef_1), образующей развитую островную дугу. Характерными чертами Подольского комплекса является присутствие непрерывного ряда вулканитов с гетеродромной эволюцией. Типоморфными породами комплекса являются

ксенокварцевые андезиты и андезибазальты, образовавшиеся в результате смешения известково-щелочной кислой магмы с базальтовым расплавом толеитовой островодужной серии. Кислые породы обладают чертами переходности от известково-щелочной к толеитовой серии [Косарев и др., 2005] и вписываться в трондьемитовый тренд.

Четвертый тип представлен *сукраковско-джусинским комплексом* (D_2ef_1) имеет базальт-андезит-дацит-риолитовый состав и высокий уровень щелочности, варьирующий в интервале от известково-щелочной до шошонитовой серии. Кислые породы сукраковского комплекса варьируют по кислотности от андезитов до риолитов (SiO_2 – 64.14–75.58 мас. %). На диагностической диаграмме SiO_2 – (K_2O + Na_2O) вулканиты джусинского комплекса образуют ряд тефриты, абсарокиты, шошониты, латиты, трахиты, трахидациты при наличии составов нормальной щелочности.

Большая часть кислых пород сукраковского и джусинского комплексов (около 65 %) относится к низкоглиноземистому типу (Al_2O_3 < 15 %) и около 35 % к высокоглиноземистому типу (Al_2O_3 > 15%). Концентрации литофильных элементов Sr (81–1049 г/т), Ba (320–2413 г/т), Zr (114–355 г/т) имеют повышенные значения при широком дапазоне колебаний, понижены Nb (4.8–12 г/т) и La (8.9–30.1 г/т). La/Yb имеют пониженные значения по сравнению с кислыми вулканитами западных поясов США по данным Эварта [Трондьемиты…, 1983]. По соотношениям Sr–Rb, SiO_2–K_2O, SiO_2–Zr эти породы сопоставимы с островодужными кислыми вулканитами и приближаются к континентальным трондьемитам и гранофирам по данным Р. Колмана, М. Данато [Трондьемиты…, 1983]. Повышенные концентрации Sr и Ba характерны для надсубдукционных образований [Волынец и др., 1990].

На спайдер диаграммах порода/N-MORB хорошо проявлены негативные геохимические аномалии по Nb, Zr, Ti, указывающие на надсубдукционнный островодужный тип вулканитов. Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в кислых породах сукраковского подкомплекса варьирует от 0.7029 до 0.7046 [Бобохов и др., 1989], соответствуя интервалу мантийных составов. Отношение La/Yb для базальтов джусинского комплекса варьирует от 4.76 до 5.65, что близко к абсарокитам Камчатки [Петрология и геохимия…, 1987]. Наличие на спайдердиаграмме основных пород порода/NMORB положительных аномалий Rb, Ba, Sr, Th, K, вероятно, свидетельствует об образовании магм в зоне обогащенного источника, возможно, содержащего флогопит [Магматические…, т. 4., 1987].

Пятый тип представлен *домбаровским базальтовым рифтогенным вулканическим комплексом* (D_2e_2). Рудовмещающий разрез сложен толеитовыми умереннотитанистыми субокеаническими базальтами. Небольшие объемы кислых пород появляются в надрудной части разреза. Руды имеют существенно медный состав.

Шестой тип представлен *карамалыташским риолит-базальтовым вулканическим комплексом* (D_2ef_2), который сформировался в зоне внутридугового спрединга Ирендыкско-Джусинской островной дуги. Базальты карамалыташского комплекса принадлежат преимущественно к толеитовой островодужной серии. В Учалинском и Верхнеуральском рудных районах в верхних толщах разрезов (kr_3-kr_4) базальты приобретают известково-щелочной уклон. Кислые породы эффузивной фации дацит-риодацитового состава относятся к толеитовой серии, либо к переходной от толеитовой к известково-щелочной [Сурин, 1993, Косарев и др., 2006]. Известково-щелочные характеристики характерны для кислых пород субвулканической фации. В тыловой зоне, в составе *александринского комплекса* наряду с базальтами толеитовой серии присутствуют базальтоиды и кислые породы известково-щелочной и умереннощелочной серий.

Формирование контрастных и непрерывных колчеданоносных комплексов происходило в надсубдукционной зоне среднепалеозойской островной дуги. Появление заметных объемов кислых пород связано с тем, что поднимающийся мантийный диапир, содержащий субдукционную флюидную фазу достигал нижней базальтовой амфиболизированной коры [Трондьемиты…, 1983, Ферштатер, 2013]. Под воздействием высоких температур, в присутствии флюидов в нижней коре происходило выплавление кислых магм. Их высокая рудогенерирующая роль определена по составу расплавных и флюидных включений в кварце кислых пород [Викентьев и др., 2012]. Магматический флюид содержит повышенные концентрации (г/т): Cu – 300–3700, Zn – 800–3400, Pb – 14–1000, Ba – 20–7200, Au – 4–8, Ag – 4–11. В.В. Холодновым установлено также, что апатиты интрузивных гранитоидов крупных колчеданоносных месторождений содержат повышенные концентрации Cl. По данным Б.А. Дороговина, Р.И. Костиной, А.С. Бобохова установлены высокие температуры гомогенезации (Т гом. 1085–1190 °С для кислых пород контрастных формаций; 980–1090 °С для кислых пород непрерывной формаций).

Наиболее высоко продуктивны на колчеданное оруденение вулканические комплексы дифференцированного состава, в которых наряду с кислыми породами присутствуют бониниты и островодужные толеитовые базальты, магмогенерация которых происходила при высоких степенях плавления мантийного субстрата [Косарев и др., 2005, 2006].

Работа выполнена при финансовой поддержке программы ПРАН-№ 5, совместного проекта УрО РАН, СО РАН, ДВО РАН и ИГ УНЦ РАН № 12-С-5-1022.

ЛИТЕРАТУРА

Бобохов А.С., Горожанин В.М., Кузьмин С.А. Стронциево-изотопные данные для кислых вулканитов Магнитогорского мегасинклинория Южного Урала. Препринт. Уфа. 1989. 24 с.

Викентьев И.В., Борисова А.Ю., Карпухина В.С., Наумов В.Б., академик И.Д. Рябчиков. Прямые данные о рудоносности кислых магм Узельгинского рудного поля (Южный Урал, Россия) // Докл. АН. 2012. Т. 443. №. 3. С. 347-351.

Волынец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б., Аношин Г.Н. Геохимия вулканических серий островодужной системы в приложении к геодинамике (Камчатка) // Геология и геофизика. 1990 № 5. С. 3-13.

Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2005. № 4. С. 22-41.

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

Магматические горные породы. Кислые и средние породы / Под ред. В.В. Ярмолюка, В.И. Коваленко. Т. 4. М.: Наука. 1987. 374 с.

Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис. 2010. 288 с.

Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей / Под ред. О.А. Богатикова и др. М.: Наука. 1987. 335 с.

Сурин Т.Н. Петрология и геохимия вулканитов раннеживетской базальт-риолитовой колчеданоносной формации (Южный Урал). Препринт. Уфа: УфНЦ РАН. 1993. 45 с.

Трондъемиты, дациты и связанные с ними породы / Под ред Ф. Баркера. М.: Мир. 1983. 488 с.

Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН. 2013. 368 с.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: Изд-во МГУ, 1977. 266 с.

Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D. Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc–arc Complex. Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph. 2002. V. 132. 101-134.

ACID ROCKS OF MASSIVE SULFIDE BEARING VOLCANIC COMPLEXES IN THE SOUTHERN URALS

Kosarev A.M.

Institute of Geology, Ufa, Russia, amkosarev@mail.ru

Acid rocks occupy an observable place in the geological structure of the massive sulfide-bearing volcanic complexes of the Magnitogorsk megazone in the Southern Urals.

The age of the massive sulfide bearing complexes of the Magnitogorsk megazone covers the interval from the Late Emsian to the Early Givetian according to macrofauna and conodont fauna [Maslov, Artyushkova, 2010]. From the west to the east on the latitudinal profile Buribai-Podolsk the age rejuvenation of pyrite-bearing formations has been established [Kosarev et al., 2005], that is associated with the process of subducting plate submersion to the east dipping direction.

In the massive sulfide-bearing Magnitogorsk paleo-island arc megazone of the Southern Urals, six types of massive sulfide volcanic complexes according to the prevailing serial type of volcanics are distinguished. *The first type is the Ivanovka-Buribay type* in which volcanics of the boninite and tholeiite island-arc series predominate in basic rocks and calc-alkaline, less frequently moderately alkaline series predominate in acid rocks. All acid rocks of the Ivanovka subtype show the enrichment in LREE and depletion in HREE, increased concentrations of Zr (73.8–155 g/t). On the spider diagrams negative anomalies of Nb, Eu, Ba, positive anomalies of Sr, Zr were detected in acid rocks.

In acid rocks of the proper *Buribay complex*, the range of K_2O oscillations in effusive rocks varies from 0.05 to 1.68 %, Na_2O – from 4.3 to 8.65 %. In the most alkaline varieties, increased amounts of REE and a high La/Yb value are found, that indicates the primarily magmatic moderately alkaline specificity of these rocks. The Zr concentrations

in the acid rocks of the Buribay complex range from 47 to 84 g/t, that is comparable to the analogous rocks of the Tonga-Kermadec and South Sandwich island arcs tholeiitic and boninite series [Petrology and Geochemistry..., 1987].

In the variolas of boninitic variolites acid glass is present in combination with quartz-albite aggregate. The composition of acid glass and quartz-albite aggregate, containing secondary minerals and late pyroxene varies in the following limits in wt %: SiO_2 – 64.7–74.36, Al_2O_3 – 20.58–23.8, MgO – 0.06–2.1, CaO – 0.2–2.58, Na_2O – 6.07–11.37, K_2O – 0.04–3.4. The variolas composition differs from silica-acid rock of the Buribay complex in higher aluminous content, summary alkalinity, and sodium content and in some cases in potash content that does not allow to consider unreservedly that variolas are analogues and fore-runners of acid rocks.

The second type is represented by the *Upper Tanalyk complex* ($D_1e_2^2$), which was studied in the Baimak and Gai ore regions and in the Makan-Oktyabrsk ore field. From the basic rocks to acidic ones, the increase in K_2O, Zr, Ba, La, Sm, ∑REE, U, Th, F contents is established while maintaining high magnesia content in all types of rocks. The analysis of available materials shows a close relationship between all groups of rocks in terms of acidity, emphasized by the presence of transitional types of rocks and the appearance of antidromic rhythms against a background of general homodromic evolution. The $^{87}Sr/^{86}Sr$ isotopic ratios in basalts of the Upper Tanalyk complex range from 0.70446 to 0.70463, in silicic rocks – from 0.70297 to 0.70452 [Bobokhov et al., 1989; Spadea et al., 2002], the $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratio in basalts is 0.51245 [Spadea et al., 2002].

The resulted geological and petrological-geochemical materials testify to the geochemical unity of the acid rocks of the Upper Tanalyk complex.

However, the spatial isolation of extrusive-subvolcanic rocks from the effusive-pyroclasto-tephrode sequences and chemical features, expressed in higher SiO_2, Zr, Y, Ta, Rb, Yb concentrations compared with the effusives make it possible to interpret this phenomenon in two ways. First, it can be assumed that subvolcanic and intrusive rocks are the products of differentiation of basic magmas initial for the Upper Tanalyk complex. The second variant assumes that large masses of subvolcanic and hypovolcanic intrusive rocks are considered in origin as a product of partial melting of amphibolized basic rocks at the roots of island arcs [Frolova, Burikova, 1977; Trondhjemite..., 1983; Fershtater, 2013].

The third type is represented by the *Podolsky massive sulfide volcanic complex*, which lies to the east from the Baimak-Makan-Gai ore zone and it is a part of the Irendyk suite (D_2ef_1), which forms a mature island arc. The characteristic feature of the Podolsky complex is the presence of a continuous volcanic series of heterodromic evolution. Typomorphic rocks of the complex are the xeno-quartz-bearing andesites and andesibasalts formed as a result of mixing of calc-alkaline acid magma with tholeiitic island-arc basalt melt. Acidic rocks have the transition features from calc-alkaline to tholeiitic series [Kosarev et al., 2005] and fit into the trondhjemite trend.

The fourth type is represented by the *Sukrakovo-Dzhusa complex* (D_2ef_1), it has basalt-andesite-dacite-rhyolite composition and high level of alkalinity, ranging from calc-alkaline to shoshonite series. Acid rocks of the Sukrakovo complex vary in acidity from andesites to rhyolites (SiO_2 – 64.14–75.58 % by weight). On the diagnostic SiO_2 – (K_2O + + Na_2O) diagram the volcanics of the Dzhusa complex form a series of tephrites, absarokites, shoshonites, latites, trachytes, trachidacites with the presence of rocks with normal alkalinity.

Most of the acid rocks of the Sukrakovo and Dzhusa complexes (about 65 %) are of the low-alumina type (Al_2O_3 < 15 %) and about 35 % are of the high-alumina type (Al_2O_3 > 15 %). The concentrations of Sr (81–1049 g/t), Ba (320–2413 g/t), and Zr (114–355 g /t) lithophilous elements have increased values with a wide variation range, and decreased Nb (4.8–12 g/t) and La (8.9–30.1 g/t) values. La/Yb ratio has lower values compared with the acid volcanics of the western USA belts according to Evart's data [Trondhjemite..., 1983]. According to the Sr–Rb, SiO_2–K_2O, SiO_2–Zr ratios, these rocks are comparable with the island-arc acidic volcanics and approximate to continental trondhjemites and granophyres according to R. Colman, M. Danato [Trondhjemite..., 1983]. Increased concentrations of Sr and Ba are characteristic for suprasubduction formations [Volynets et al., 1990].

The spider Rock/NMORB diagrams show negative geochemical anomalies of Nb, Zr, and Ti, indicating a suprasubduction island-arc type of volcanics. The ratio $^{87}Sr/^{86}Sr$ in acid rocks of the Sukrakovo subcomplex varies from 0.7029 to 0.7046 [Bobokhov et al., 1989], corresponding to the interval of mantle compositions. The ratio La/Yb in basalts of the Dzhusa complex varies from 4.76 to 5.65, that is close to the absarokites of Kamchatka [Petrology and Geochemistry..., 1987]. The presence of the positive anomalies of Rb, Ba, Sr, Th, K on the spider Rock/NMORB diagram for basic rocks probably indicates the formation of magmas in the zone of enriched source, possibly containing phlogopite [Magmatic..., vol. 4, 1987].

The fifth type is represented by the *Dombarovka basaltic riftogenous volcanic complex* (D_2e_2). The ore-bearing section is composed of moderately titanium tholeiitic suboceanic basalts. Small amounts of acid rocks appear in the part of the section over-lapping the ore. The ores have an essentially copper composition.

The sixth type is represented by the *Karamalytash rhyolite-basalt volcanic complex* (D_2ef_2) which formed in the

intra-arc spreading zone of the Irendyk-Djusinsk island arc. The basalts of the Karamalytash complex belong mainly to the tholeiitic island arc series. In the Uchaly and Verkhneuralsk ore regions the basalts in the upper sequences (kr_3-kr_4) take on a calc-alkaline trend. The acid rocks in the effusive facies of the dacite-rhyodacite composition refer to the tholeiitic series or to the transition from tholeiitic to calc-alkaline ones [Surin, 1993; Kosarev et al., 2006]. Calc-alkaline specificities are characteristic for the acid rocks of the subvolcanic facies. In the rearward zone, comprising the Alexandrinka complex there are basaltoids and acid rocks of calc-alkaline and moderately alkaline series along with the basalts of the tholeiitic series.

The formation of massive sulfide-bearing complexes of contrasting and continuously differentiated composition occurred in the suprasubduction zone of the Middle Paleozoic island arc. The appearance of appreciable volumes of acid rocks was due to the fact that the ascending mantle diapir containing the subduction fluid phase reached the lower basaltic amphibolized crust [Trondhjemite ..., 1983; Fershtater, 2013]. Under the influence of high temperatures melting of acid magmas occurred in the presence of fluids in the lower crust. Their high ore-forming role is determined by the composition of melt and fluid inclusions in quartz of acid rocks [Vikent'ev et al., 2012]. The magmatic fluid contains increased concentrations (g/t) of Cu – 300–3700, Zn – 800–3400, Pb – 14–1000, Ba – 20–7200, Au – 4–8, Ag – 4–11. V.V. Holodnov also established that apatites of intrusive granitoids of large pyrite-bearing deposits contain increased concentrations of Cl. According to the data after B.A. Dorogovin, R.I. Kostina, A.S. Bobokhov, high homogenization temperatures (T 1085–1190 °C for acid rocks of contrasting formations, 980–1090 °C for acid rocks of continuous formations) have been established.

The most highly productive are the volcanic complexes of differentiated composition in which boninites and island-arc tholeiitic basalts along with acid rocks are present, magmogenesis of that complexes occurred at high degrees of mantle substrate melting [Kosarev et al., 2005, 2006].

The work was carried out with the financial support of the PRAS-№5 program, and joint project of the UB RAS, SB RAS, FEB RAS and IG USC RAS № 12-P-5-1022.

REFERENCES

Bobokhov A.S., Gorozhanin V.M., Kuzmin S.A. Strontium-isotopic data for acid volcanics of the Magnitogorsk megasinclonorium in the Southern Urals. Preprint. Ufa. 1989. 24 p.

Fershtater G.B. Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and Southern Urals. Ekaterinburg: RIO UB RAS. 2013. 368 p.

Frolova T.I., Burikova I.A. Geosyncline volcanism (on the example of the eastern slope of the Southern Urals). Moscow: Publishing House of Moscow State University, 1977. 266 p.

Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B. Petrological-geochemical features of Early Devonian-Eifelian island arc volcanics of the Magnitogorsk zone in a geodynamic context // Lithosphere. 2005. № 4. P. 22-41.

Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B. Petrological-geochemical features of the Middle Devonian-Early Carboniferous arc and collisional volcanics of the Magnitogorsk zone in geodynamic context // Lithosphere. 2006. № 1. P. 3-21.

Magmatic rocks. Acid and Intermediate rocks / Ed. by V.V. Yarmolyuk, V.I. Kovalenko. T. 4. Moscow: Science. 1987. 374 p.

Maslov V.A., Artjushkova O.V. Stratigraphy and correlation of the Devonian deposits of the Magnitogorsk megazone in the Southern Urals. Ufa: DesignPoligraphService. 2010. 288 p.

Petrology and geochemistry of island arcs and marginal seas. Ed. by O.A. Bogatikova et al. Moscow: Nauka. 1987. 335 p.

Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D. Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc–arc Complex. Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph. 2002. V. 132. 101-134.

Surin T.N. Petrology and geochemistry of volcanic rocks of the Early Givetian basalt-rhyolite massive sulfide formation (South Urals). Preprint. Ufa: Ufa Scientific Center of the Russian Academy of Sciences. 1993. 45 p.

Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks / Edited by F. Barker. Moscow: Mir. 1983. 488 p.

Vikent'ev I.V., Borisova A.Yu., Karpukhina V.S., Naumov V.B., Ryabchikov I.D. Direct data on the ore potential of acid magmas in the Uzeĺginsky ore field (Southern Urals, Russia), Doklady Earth Science. 2012. T. 443. №. 3. P. 347-351.

Volynets O.N., Antipin V.S., Perepelov A.B., Anoshin G.N. Geochemistry of the volcanic series of an island arc system applied to geodynamics (Kamchatka) // Geology and geophysics. 1990. № 5. P. 3-13.

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ: ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ, ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ

Крук Н.Н.,**, Голозубов В.В.***, Руднев С.Н.*, Крук Е.А.*,*
*Касаткин С.А.***, Гаврюшкина О.А.*,***

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, kruk@igm.nsc.ru
**Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия, kruk_nn@mail.ru
***Дальневосточный геологический институт, Владивосток, Россия, golozubov@fegi.ru

Комплексное изучение гранитоидов, возрастных рубежей их формирования, источников и механизмов генерации магм имеет важное значение для геологической науки. Эти данные позволяют установить особенности состава и строения глубинных областей земной коры, а также (в совокупности с информацией о специфике осадконакопления, вулканизма и деформаций) реконструировать основные черты тектонической эволюции отдельных регионов и более крупных геологических структур в геологическом прошлом. Особую актуальность приобретают данные о специфике гранитоидного магматизма при изучении глубокоэродированных областей, где информация об осадочных и вулканических породах, зачастую, скудна и противоречива.

В данной работе приводятся данные о специфике вещественного состава, изотопных характеристиках, возрасту и источниках палеозойских гранитоидов Южного Приморья (Дальний Восток России).

В геологическом строении Южного Приморья отчетливо выделяется два крупных разновозрастных структурно-вещественных ансамбля. Восточную часть региона занимают мезозойские складчатые сооружения Сихотэ-Алиня, сформированные в ходе мезозойской эволюции тихоокеанской окраины Азии. В западной части сосредоточены блоки (террейны) позднедокембрийского и раннепалеозойского возраста, связанные, по мнению большинства исследователей, с эволюцией Центрально-Азиатского подвижного пояса.

Домезозойская провинция Южного Приморья состоит из нескольких блоков различной природы и возраста. Главной единицей является Ханкайский массив (супертеррейн, композитный террейн). Он состоит из нескольких блоков различной природы. Его северную часть составляет Матвеевско-Нахимовский метаморфический террейн, центральную часть – Спасский террейн (фрагмент аккреционной призмы). Наиболее крупный Вознесенский террейн (фрагмент раннепалеозойской пассивной окраины), составляет южную часть Ханкайского массива. В целом Вознесенский террейн реконструируется как фрагмент раннепалеозойской пассивной окраины. Кроме того, в состав домезозойской провинции входят Сергеевский террейн (тектонический аллохтон, надвинутый на мезозойские образования Сихотэ-Алиня) и Лаоелин-Гродековский террейн (фрагмент среднепалеозойского аккреционного комплекса Солонкерского океана) [Геодинамика…, 2006].

Палеозойские гранитоиды распространены на всей территории домезозойской провинции Южного Приморья. Максимальные их объемы фиксируются в Матвеевско-Нахимовском террейне, минимальные – в Спасском.

Синтез опубликованных [Ханчук и др., 2010; Tsutsumi et al., 2014; Крук и др., 2015, 2016, а-в] и новых авторских данных позволяет выделить четыре возрастных рубежа формирования гранитоидов: 515–510, 490–450, 432–422 и 260–250 млн лет.

Гранитоиды средне-позднекембрийского возраста достоверно установлены только в Сергеевском террейне. Они представлены пересыщенными глиноземом K-Na двуслюдяными гранит-лейкогранитами с повышенными содержаниями LILE, низкими концентрациями Y и HREE – продуктами плавления метапелитов при повышенных давлениях. Изотопный состав неодима (T_{Nd}(DM-2) = 1.7 млрд лет) близок к таковому в метаморфических породах Матвеевско-Нахимовского террейна Ханкайского массива [Крук и др., 2014].

Гранитоидный магматизм ордовикского (490–450 млн лет) разнообразен. В Вознесенском террейне Ханкайского массива на протяжении всего этого этапа формировались биотит-амфиболовые кварцевые диориты и гранодиориты высококалиевой щелочно-известковистой серии нормальной щелочности, недосыщенные или слабо пересыщенные глиноземом. Для пород характерны повышенные содержания Sr и Ba, пониженные LILE, Th, U, Y, Ti, Nb при близкларковых концентрациях REE. На завершающем этапе (≈450 млн лет) в западной части Вознесенского террейна (Гродековский батолит) зафиксированы масштабные проявления граносиенитов и гранитов A-типа, резко обогащенных K, HFSE и REE. В Матвеевско-Нахимовском террейне известны интрузии сложенные меланогранитами I-S- типа с возрастом 490 ± 5 млн лет [Крук и др., 2016]. В тесной ассоциации с метаморфическими породами обнаружены синкинематические высококалиевые гранитоиды A-типа, обогащенные HFSE и REE с возрастом 498 ± 3 млн лет. Модельный Nd возраст гранитоидов (T_{Nd}(DM-2)) в Вознесенском террейне составляет 1.2–1.3 млрд лет, в Матвеевско-Нахимовском – 1.3–1.5 млрд лет.

В целом формирование ордовикских гранитоидов Южного Приморья вполне удовлетворительно объясняется воздействием «аномального» (внутриплитного) мантийного источника на гетерогенную кору (в основном примитивную – в Вознесенском террейне и более зрелую, преимущественно метапелитовую – в Матвеевско-Нахимовском).

Силурийские гранитоиды проявлены фрагментарно, исключительно в Вознесенском террейне. Они представлены высоко- и умереннокалиевой серией биотит-амфиболовых кварцевых монцодиоритов, гранодиоритов и гранитов нормальной щелочности. Наименее кремнекислые разности слабо обогащены Sr, Ba и HFSE. Гранодиориты и граниты соответствуют породам I-типа. Наличие в ассоциации с гранитоидами базитовых пород (включая синплутонические дайки) указывает на корово-мантийную природу гранитоидов, а изотопные характеристики (T_{Nd}(DM-2) = 0.9 млрд лет) свидетельствуют о значительной доле ювенильного материала в их источнике.

Пермские (260–250 млн лет) гранитоиды широко распространены на всей территории домезозойских блоков Приморья. В Ханкайском массиве магматиты этого уровня представлены четырьмя типами: 1) натровые кварцевые диориты и тоналиты с низкими содержаниями LILE, HFSE и REE; 2) калий-натровые гранодиориты и граниты нормальной щелочности с геохимическим характеристиками «С-адакитов»; 3) меланограниты и граниты I-S – типа; 4) калий-натровые умеренно-щелочные гранит-лейкограниты, слабо обогащенные LILE, имеющие повышенные содержания транзитных элементов, Y, Hf и HREE. Близкий к последней группе состав имеют пермские гранитоиды Сергеевского террейна. В то же время в Лаоелин-Гродеквсокм террейне пермский возраст установлен для ассоциации кварцевых диоритов, тоналитов, гранодиоритов и гранит-лейкогранитов Гамовского массива [Крук и др.]. Кварцевые диориты и тоналиты имеют геохимические характеристики пород низкоглиноземистой TTG-серии, известково-щелочные гранодиориты и граниты соответствуют породам I-типа, а лейкограниты харкеризуются умеренно-щелочным уклоном и по геохимическим характеристикам занимают промежуточную позицию между породами I-и A2–типов.

Для пермских гранитоидов характерен радиогенный состав Nd: T_{Nd}(DM-2) для пород Вознесенского террейна составляет 0.75–0.9 млрд лет, Лаоелин-Гродековского террейна – 0.8–0.85 млрд лет.

В целом приведенные данные указывают на неоднородность континентальной коры домезозойской провинции Южного Приморья. Наиболее древняя и «зрелая» (содержащая максимальную долю пород пелитового состава) кора характерна для Матвеевско-Нахимовского террейна. В Вознесенском и Спасском террейнах кора существенно ювенильная (содержит большую долю пород базитового состава), а возраст ее не древнее позднего рифея. Лаоелин-Гродековский террейн по возрасту и составу коры близок к Вознесенскому террейну, а основание Сергеевского террейна в позднем кембрии, вероятнее всего, было представлено существенно метапелитовыми комплексами, аналогичными образованиям Матвеевско-Нахимовскоготеррейна Ханкайского массива.

Наблюдаемые рубежи гранитоидного магматизма позволяют уточнить основные закономерности тектонической эволюции региона. Так позднекембрийский – раннеордовикский этап, по данным [Геодинамика…, 2006] соответствует масштабным коллизионным процессам, сопровождавшим формирование Бурея-Ханкайского орогенного пояса. Однако, судя по полученным данным, синхронный гранитоиный магматизм I-, IS- и A-типов в разных частях Ханкайского массива проявился в течение длительного (≈50 млн лет) возрастного интервала. Это не соответствует «классическим» моделям коллизионного орогенеза и заставляет предполагать, что коллизионные процессы происходили нафоне активности внутриплитного мантийного источника.

Пермский магматизм согласно имеющимся данным [Парфенов и др., 2003; Геодинамика…, 2006; Wu et al., 2011] маркирует закрытие Солонкерского океана и окончательное становление домезозойской провинции Южного Приморья. В то же время многообразие типов гранитоидного магматизма (в т.ч. в пределах одних и тех же ареалов), отсутствие выраженной пространственной и временной зональности магматизма также не вписывается в рамки «обычного» коллизионного взаимодействия. По мнению авторов эти процессы отражают одновременное взаимодействие блоков Южного Приморья с двумя океаническими плитами: Солонкерской и Тихоокеанской.

Природа силурийского магматизма остается пока неясной.

Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки РФ (проект № 14.Y26.31.0018) и РФФИ (проект 16-05-00515).

ЛИТЕРАТУРА

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России (ред. А.И. Ханчук). Кн. 1. Владивосток: Дальнаука. 2006. 572 с.

Крук Н.Н., Ковач В.П., Голозубов В.В. и др. Изотопная Nd-систематика метаморфических пород юга Дальнего Востока России // Доклады РАН. 2014. т. 455. № 1. С. 62-66.

Крук Н.Н., Голозубов В.В., Руднев С.Н. и др. Гранитоиды Гамовского интрузива: геологическая позиция, вещественный состав, возраст и индикаторная роль в геологической эволюции Южного Приморья // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 12. С. 2134-2152.

Крук Н.Н., Голозубов В.В., Баянова Т.Б., Касаткин С.А. Состав, возраст и тектоническая позиция гранитоидов шмаковского комплекса (Дальний Восток России). // Тихоокеанская геология. 2016а. Т. 35, № 2. С. 58-67.

Крук Н.Н., Руднев С.Н., Голозубов В.В. и др. А-граниты Гродековского батолита: возраст, состав, индикаторная роль в раннепалеозойской геологической истории Южного Приморья // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016б. Вып. 30. № 2. С. 5-15.

Крук Н.Н., Голозубов В.В., Руднев С.Н. и др. Синметаморфическискиие А-граниты Ханкайского массива (Южное Приморье): геологическая позиция, состав, возраст // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 8. Томск: ЦНТИ, 2016в. С. 156-161.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7-41.

Ханчук А.И., Сахно В.Г., Аленичева А.А. Первые U-Pb-SHRIMP-датирования по цирконам магматических комплексов Юго-Западного Приморья // Доклады РАН. 2010. Т. 431. № 4. С. 516-520.

Tsutsumi Y, Yokoyama K, Kasatkin S.A., Golozubov V.V. Zircon U-Pb age of granitoids in the Maizuru Belt, southwest Japan and Voznesenka Belt, Far East Russia // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. 2014. V. 109. P. 97-102.

Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C. et al. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // Journal of Asian Earth Science. 2011. V. 41. P. 1-30.

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ДЛЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВАСИН-МЫЛЬК (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН): ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МУСКОВИТ-ТУРМАЛИНОВЫХ ГРАНИТОВ

Кудряшов Н.М., Удоратина О.В.**, Кобл М.А.***, Стешенко Е.Н.**

*Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия, nik@geoksc.apatity.ru
**Институт Геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, udoratina@geo.komisc.ru
***Стэнфордский Университет, США, coblem@stanford.edu

Редкометалльные пегматиты распространены на всех континентах в широком возрастном интервале – от раннего докембрия до палеозоя. Основная 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. Установлено четкое проявление редкометальной минерализации в пегматитовых жилах при их залегании в породах основного состава. Важной задачей при изучении редкометалльных пегматитов является установление их генетической связи с гранитами, если таковая имеется, и определение времени рудной минерализации. Ответы на эти вопросы связаны с изотопно-геохронологическими исследованиями, направленными на установление времени формирования как родоначальных для пегматитов гранитов, так и непосредственно самих пегматитов.

Зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья приурочен к центральной части сутурной зоны, отделяющей Мурманский домен от Центрально-Кольского и Кейвского доменов. Пояс представлен осадочно-вулканогенными породами позднеархейского возраста (2.9–2.5 млрд лет). В его пределах сконцентрированы месторождения редкометалльных пегматитов (Li, Cs с попутными Nb, Ta, Be). Пегматитовые поля размещены среди амфиболитов и интрузий габброидов в северо-западной и юго-восточной частях пояса. 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 [Пушкарев и др., 1978]. До настоящего времени не существует общепринятой точки зрения относительно генетической принадлежности пегматитов. Различными авторами предполагается связь пегматитов со всеми типами гранитоидов, установленных в пределах региона: с плагиогранитами, тоналитами [Гинзбург и др., 1979], амфибол-биотитовыми гранодиоритами [Масленников, 1963], микроклиновыми гранитами [Соседко, 1961], щелочными гранитами, а также мусковит-турмалиновыми гранитами [Гордиенко, 1970]. Имеется точка зрения о связи редкометалльных пегматитов с процессами гранитизации завершавшихся формированием микроклиновых гранитов (палингенно-метасоматических гранитов) [Магматические формации…, 1985].

В настоящее время получены изотопные датировки для ряда породных комплексов, которые могут быть возможными претендентами на роль материнских гранитов для редкометалльных пегматитов. Это породы дифференцированного санукитоидного Поросозерского массива, представленных серией габбродиорит – кварцевый монцодиорит – гранодиорит – микроклин-плагиоклазовый гранит. U-Pb (ID TIMS) возраст циркона из пород серии укладывается в диапазон 2.73–2.68 млрд лет [Кудряшов и др., 2013]. Возраст плагиогранитов и тоналитов Мурманского блока, обрамляющих породы зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья определен как позднеархейский 2.8–2.7 млрд лет [Козлов и др., 2006]. Массивы щелочных гранитов, размещенные в пределах Кейвского блока, имеют возраст 2.65–2.67 млрд лет [Zozulya et al., 2005].

Циркон в пегматитах, в подавляющем числе случаев, представлен кристаллами с нарушенной кристаллической решеткой за счет флюидной проработки, и не может уверенно использоваться в роли геохронометра процессов кристаллизации пегматитов. Использование нетрадиционных минералов-геохронометров с применением специально разработанных для этих минералов методик выделения урана и свинца, позволяют оценить время образования и/или преобразования пегматитов. Изотопно-геохронологическое изучение турмалина (шерл) из мусковит-турмалиновых позволило установить его Pb-Pb изохронный возраст равный 2520 ± ± 70 млн лет [Кудряшов и др., 1999]. Из пробы пегматитов, взятой из шурфа месторождения Васин-Мыльк, для U-Pb изотопно-геохронологического изучения были выделены танталит и микролит. Зерна танталита и микролита характеризуются внутрифазовой неоднородностью, отражающих посткристаллизационные процессы изменения минералов, вероятно, метамиктизации. Для танталита был получен дискордантный возраст 2503 ± 36 млн лет, для микролита дискордантный возраст составил 2454 ± 8 млн лет [Кудряшов и др., 2015]. Полученные значения возраста танталита и микролита, вероятно, фиксируют время кристаллизации этих минералов при формировании редкометалльных пегматитов на рубеже архей-протерозой.

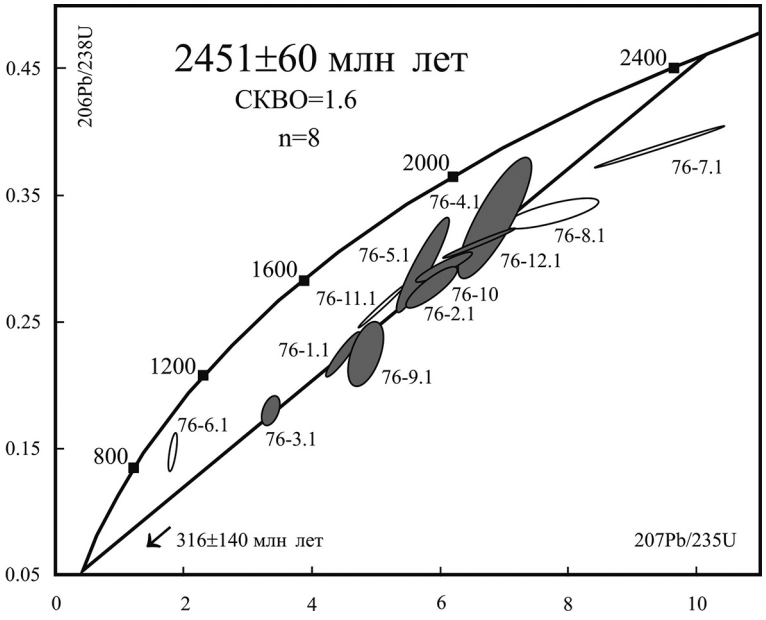


Рис. 1. Диаграмма с конкордией для турмалин-мусковитовых гранитов.

Серые эллипсы – аналитические данные, включенные в расчет дискордии; прозрачные эллипсы – не включенные в расчет.

Для определения возраста циркона из турмалин-мусковитовых гранитов, было выполнено локальное изотопно-геохронологическое исследование зерен циркона в центре SUMAC Стэнфордского университета и Геологической службы США на ионном мультиколлекторном микрозонде SHRIMP RG по методике, описанной на сайте http://shrimprg.stanford.edu. Предварительное изучение в режиме отраженных электронов и получение катодолюминесцентных изображений циркона выполнено там же на сканирующем электронном микроскопе Jeol 5600. Выделенный циркон из пробы (KV-76) турмалин-мусковитовых гранитов представлен слабоизмененными коричневатыми кристаллами цирконового типа размером 100–150 мкм. Внутреннее строение характеризуется внутрифазовой неоднородностью, выраженной чередованием темных и светлых зон в краевых и в центральных частях зерен. Контуры зон нерезкие, имеют как прямолинейную, так и извилистую форму и отражают рост кристаллов из расплава. Результаты изотопно-геохронологического исследования зерен циркона приведены на рис. 1.

Дискордантный возраст, рассчитанный для 8 проанализированных точек циркона, составил 2451 ± ± 61 млн лет, СКВО = 1.6. Как видно на рис. 1, аналитические точки достаточно дискордантны и свидетельствуют о нарушении U-Pb системы, за счет выноса свинца. Циркон обогащен ураном – 2500–3000 ppm и имеет низкое отношение U/Th = 0.01–0.04. Таким образом, верхнее пересечение дискордии с конкордией с возрастом ~2.45 млрд лет, вероятно, отражает время кристаллизации циркона при формировании турмалин-мусковитовых гранитов, а высокая дискордантность связана с последующим изменением циркона. Полученный возраст близок оценкам возраста, полученным для танталита и микролита из редкометалльных пегматитов месторождения Васин-Мыльк. На основе полученных изотопно-геохронологических данных можно сделать вывод, что турмалин-мусковитовые граниты, расположенные в непосредственной близости от жил редкометалльных пегматитов, являются наиболее вероятным источником вещества для них.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ, грант № 16-05-00367. Госзадание № 0231-2015-0005.

ЛИТЕРАТУРА

Гинзбург А.И., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г. Основы геологии гранитных пегматитов. М.: Недра, 1979. 296 с.

Гордиенко В.В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л.: Недра, 1970. 240 с.

Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н., Козлова Н.Е., Иванов А.А., Кудряшов Н.М., Мартынов Е.В., Тюремнов В.А., Матюшкин А.В.,. Осипенко Л.Г. Геология архея Балтийского щита. СПб.: Наука, 2006. 345 с.

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: мат-лы X молодеж. конф. К. Кратца, 1999. Апатиты. С. 66-70.

Кудряшов Н.М., Лялина Л.М., Апанасевич Е.А. Возраст редкометалльных пегматитов месторождения Васин-Мыльк (Кольский регион): результаты геохронологического U-Pb- исследования микролита // ДАН. 2015. Т. 461. № 4. С. 437-441.

Кудряшов Н.М., Петровский М.Н., Мокрушин А.В., Елизаров Д.В. Неоархейский санукитоидный магматизм Кольского региона: геологические, петрохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2013. Т. 21. № 4. С. 389-413.

Магматические формации докембрия сесеро-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1985. 176 с.

Маслеников В.А. Стратиграфия свит Полмос и Порос. Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1963. Вып 15. С. 69-72.

Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И. Геохронологические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука. 1978. 136 с.

Соседко А.Ф. Материалы по геологии и геохимии гранитных пегматитов. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 152 с.
Zozulya D.R., Bayanova T.B., Eby G.N. Ceology and Age of the Late Archean Keivy Alkaline Province, Northeastern Baltic Shield // Journal of Geology. 2005. V. 113. P. 601-608.

SOURCES OF MATTER FOR RARE METAL PEGMATITES OF VASIN-MYLK DEPOSIT (KOLA REGION): ISOTOPE-GEOCHRONOLOGICAL RESEARCHES OF MUSCOVITE-TOURMALINE GRANITES

Kudryashov N.M., Udoratina O.V.**, Coble M.A.***, Steshenko E.N.**

*Geological Institute of Kola SC RAS, Apatity, Russia, nik@geoksc.apatity.ru
**Institute of Geology of Komi SC UB RAS, Syktyvkar, udoratina@geo.komisc.ru
***Stanford University, USA, coblem@stanford.edu

Rare metal pegmatites are common in all continents in a wide age range – from Early Precambrian to Paleozoic. The bulk of the pegmatites belong to Archean and Proterozoic rocks. A characteristic feature of rare metal pegmatites is their confinement to Precambrian greenstone belts along the zones of ancient deep faults. A clear occurrence of rare metal mineralization in pegmatite veins is established in the basic rocks. An important task of study of rare metal pegmatites is the establishment of their genetic relations with granites, if any, and the determination of the time of occurrence of the ore mineralization. To address these questions, we connected zircon U/Pb geochronology aimed at determining the time of formation of both the granites ancestral for the pegmatites and the pegmatites themselves.

The Kolmozero-Voronya greenstone belt is confined to the central part of the suture zone separating the Murmansk domain from the Central Kola and Keivsky domains. The belt is represented by Late Archaean sedimentary-volcanogenic rocks (2.9–2.5 Ga). Within its limits the deposits of rare metal pegmatites (Li, Cs with associated Nb, Ta, Be) are concentrated. The pegmatite fields are located among amphibolites and gabbroic intrusions in the northwestern and south-eastern parts of the belt. The age of the pegmatites within the belt, according to the available U-Pb datings for monazite and Rb-Sr isochronous method for bulk samples, was estimated at 2.7–2.6 Ga [Pushkarev et al., 1978]. Until now there is no generally accepted view on the genetic affiliation of the pegmatites. Various authors suggest association of the pegmatites with all types of granitoids within the region: plagiogranites, tonalites [Ginzburg et al., 1979], amphibole-biotite granodiorites [Maslennikov, 1963], microcline granites [Sosedko, 1961], alkaline granites, and also muscovite-tourmaline granites [Gordienko, 1970]. The connection of the rare metal pegmatites with the processes of granitization has been also suggested to be associated with the formation of microcline granites (palingenic metasomatic granites) [Magmatic formations.., 1985].

Prior to this study, isotope dating has been obtained for a number of rock complexes, which may be possible candidates for the role of source granites for the rare metal pegmatites. These rocks belong to the differentiated sanukitoid Porosozersky massif represented by a series of gabbrodiorite – quartz monzodiorite – granodiorite – microcline-plagioclase granite. U-Pb (ID TIMS) age of the zircon from the rocks of the series is within the range of 2.73–2.68 Ga [Kudryashov et al., 2013]. The age of the plagiogranites and tonalites from the Murmansk block, framing the rocks of the Kolmozero-Voronya greenstone belt, is defined as Late Archaean 2.8–2.7 Ga [Kozlov et al., 2006]. The massifs of alkaline granites, located within the Keyvsky block, have the age of 2.65–2.67 Ga [Zozulya et al., 2005]. Zircon in the pegmatites is overwhelming represented by broken crystals fragments due to fluid processes, and cannot be reliably used as a geochronometer to determine the crystallization age of the pegmatites. The use of non-traditional minerals-geochronometers with specially developed methods of separation of uranium and lead, allow estimating the time of formation and/or alteration of the pegmatites. The isotope-geochronological studies of tourmaline (shorl) from muscovite-tourmaline allowed Kudryashov et al. [1999] to establish a Pb-Pb isochronous age of 2520 ± 70 Ma. From the sample of the pegmatites taken from the Vasin-Mylk pits, tantalite and microlite were isolated for U-Pb isotope-geochronological study. The grains of tantalite and microlite are characterized by intraphase heterogeneity reflecting postcrystallization processes of changes of the mineral, probably metamictization. For the tantalite, a discordant age 2503 ± 36 Ma was obtained, and for the microlite, a discordant age was 2454 ± 8 Ma [Kudryashov et al., 2015]. The obtained values ages of the tantalite and microlite possibly fix the time of crystallization of these minerals during the formation of rare metal pegmatites at the Archaean-Proterozoic boundary.

To determine the U-Pb crystallization age of zircon from the tourmaline-muscovite granites, a local isotope-geochronological study of the zircon grains was performed at the Stanford University and U.S. Geological Survey SHRIMP-RG microprobe. The isolated zircon from the tourmaline-muscovite granite sample (KV-76) is represent-

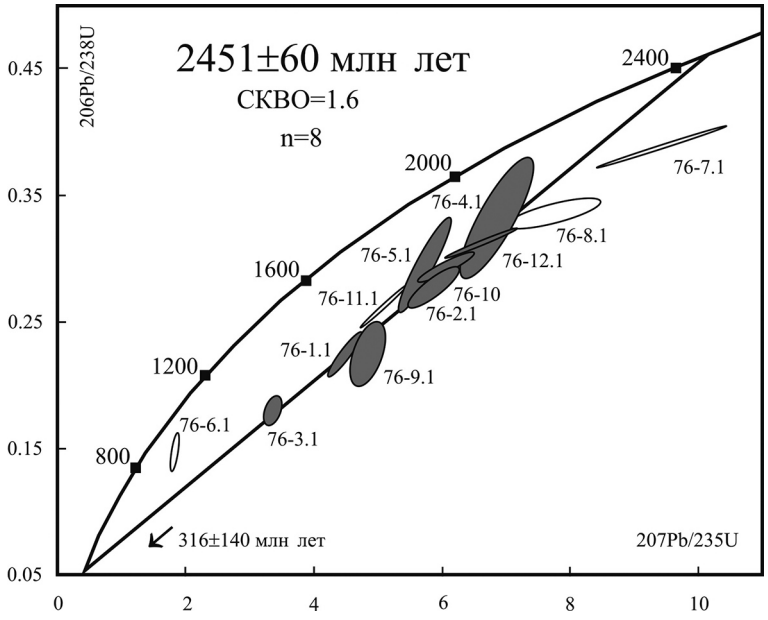


Fig. 1. Diagram with concordia for the tourmaline-muscovite granites.

Gray ellipses – analytical data included in the calculation of the discordia; transparent ellipses – not included in the calculation.

ed by slightly modified brownish crystals of zircon type with the size 100–150 mcm. The internal structure is characterized by the intraphase heterogeneity expressed both as the alternation of dark and light zones in the marginal parts of grains, and as diffused dark spots in the center of the grains. The contours of the zones are blurred, rectilinear and, apparently, reflect the growth of the crystals from the melt. The Pb-U isotope results of the analyzed zircon grains are shown in Fig. 1.

The discordant age, calculated for 8 analyzed points of zircon, was 2451 ± ± 61 Ma, MSWD = 1.6. As can be seen in Fig. 1, the analytical points are strongly discordant, which indicates the original U-Pb system is not in equilibrium. The zircon is highly enriched in uranium – 2500–3000 ppm and has low U/Th = 0.01–0.04, which possibly indicates the metasomatic processes. Thus, the upper intersection of the discordia with an intercept age of ~2.45 Ga likely reflects the crystallization time of zircon during the formation of the tourmaline-muscovite granites, and the high discordance is associated with a subsequent change in the zircon. The obtained age is close to the age estimates for the tantalite and microlite from the rare metal pegmatites of Vasin-Mylk deposit. On the basis of the obtained isotope-geochronological data it can be concluded that the tourmaline-muscovite granites, located in the immediate vicinity of veins of rare-metal pegmatites, are the most probable source of matter for them.

The studies were carried out with the financial support of the Russian Foundation for Basic Researches, grant No. 16-05-00367. The state project No. 0231-2015-0005.

REFERENCES

Ginzburg A.I., Timofeev I.N., Feldman L.G. Basics of the geology of granite pegmatites. Moscow: Nedra, 1979. 296 p. (In Russian)

Gordienko V.V. Mineralogy, geochemistry and genesis of spodumene pegmatites. Leningrad: Nedra, 1970. 240 p. (In Russian)

Kozlov N.E., Sorokhtin N.O., Glaznev V.N., Kozlova N.E., Ivanov A.A., Kudryashov N.M., Martynov E.V., Tyuremnov V.A., Matyushkin A.V., Osipenko L.G. Geology of Archean Baltic Shield. St. Petersburg: Nauka, 2006. 345 p. (In Russian)

Kudryashov N.M., Gavrilenko B.V., Apanasevich E.A. Age of rocks of Archean Kolmozero-Voronya greenstone belt: new U-Pb data // Geology and minerals of the North-West and the Center of Russia: proceedings of X Conf. K. Krats, 1999. Apatity. p. 66-70. (In Russian)

Kudryashov N.M., Lyalina L.M., Apanasevich E.A. Age of rare metal pegmatites of Vasin-Mylk deposit (Kola region): results of geochronological U-Pb microlite research // FEAS. 2015. V. 461. № 4. p. 437-441. (In Russian)

Kudryashov N.M., Petrovsky M.N., Mokrushin A.V., Elizarov D.V. Neo-Archaean Sanukitoid magmatism of the Kola region: geological, petrochemical, geochronological and isotope-geochemical data // Petrology. 2013. Vol. 21. № 4. 4. p. 389-413. (In Russian)

Magmatic formations of Precambrian North-Eastern part of the Baltic Shield. Leningrad: Nauka, 1985. 176 p. (in Russian)

Maslenikov V.A. Stratigraphy of Polmos and Poros suites. LAGED AN SSSR, 1963. V.15. p. 69-72. (In Russian)

Pushkarev Yu.D., Kravchenko E.V., Shestakov G.I. Geochronological reference points of the Precambrian of the Kola Peninsula. Leningrad: Science. 1978. 136 p. (In Russian)

Sosedko A.F. Materials on the geology and geochemistry of granite pegmatites. Moscow: Gosgeoltekhizdat, 1961. 152 p. (In Russian)

Zozulya D. R., Bayanova T.B., Eby G.N. Ceology and Age of the Late Archean Keivy Alkaline Province, Northeastern Baltic Shield // Journal of Geology. 2005. V. 113. P. 601-608.

ПАЛЕОАРХЕЙСКИЕ (3343 МЛН ЛЕТ) СУБЩЕЛОЧНЫЕ ГРАНИТЫ ОХОТСКОГО МАССИВА

Кузьмин В.К., Богомолов Е.С.*,**, Глебовицкий В.А.**,***, Родионов Н.В.**

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, vkkuzmin@mail.ru, rodionov@vsegei.ru
**Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия, e.bogomolov@mail.ru
***Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, glev_vik@pocta.tvoe.tv

Палеоархейские гранулит-гнейсовые области, представлены преимущественно трондьемит-тоналитовыми ортогнейсами, тогда как двуполевошпатовые и субщелочные граниты в них встречаются значительно реже. Они отмечаются в древнейших ядрах зрелой коры континентов в Гренландии, Канаде, США, Западной Австралии, Южной Африке. На территории России палеоархейские граниты ранее не отмечались, а в качестве древнейших первично коровых гранитов обычно рассматривались гранитоиды тоналит-трондьемит-гранодиоритового ряда (ТТГ) Балтийского, Алданского и Анабарского щитов, Охотского и Омолонского массивов. Для Северо-Востока России наиболее изученной архейской структурой является Кухтуйское поднятие (КХП) Охотского массива, сложенное преимущественно палеоархейскими гнейсами и кристаллическими сланцами гранулитовой и амфиболитовой фации (охотский комплекс), возраст которых варьирует в интервале 3.25–3.6 млрд лет (U-Pb SHRIMP-II метод по циркону, Sm-Nd изохронный метод по породам) и лишь небольшая часть относится к эоархейским (3.6–3.7 млрд лет) и палеопротерозойским породам [Кузьмин и др., 2009]. Эти геохронологические данные позволяют рассматривать КХП как древнейшую палеоархейскую провинцию на территории России.

На всей площади КХП, в виде небольших пластообразных тел согласных с структурным планом вмещающих гнейсов, встречаются гнейсовидные граниты (гнейсо-граниты). Нами детально изучен Верхне-Хоронджинский массив площадью около 2.5 км^2. Гнейсо-граниты этого массива светло-серые с отчетливой гнейсовидностью, структура гетерогранобластовая. Количественно-минеральный состав: олигоклаз № 18 25–55 %, микроклин-пертит и решетчатый микроклин микроклин 20–45 %, кварц 30–40 %, биотит 2–5 %. Акцессорные минералы – циркон, апатит, титаномагнетит. Гнейсо-граниты относятся к субщелочному ряду K-Na серии и являются весьма высокоглиноземистыми с высокими содержаниями Al_2O_3, $Na_2O + K_2O$, низкими – TiO_2, FeO, MnO, CaO, MgO, P_2O_5. Концентрации Rb, Nb, Hf существенно меньше кларковых значений I-, S-, A-гранитов литосферы, а содержания Ba и Sr значительно превышают их. Особенностью распределения РЗЭ в гранитах являются аномально низкие концентрации тяжелых и средних РЗЭ, а также Y, Ta, U содержания которых близки к хондритовым. При этом для гнейсо-гранитов характерна высокая сумма РЗЭ = 40–180 г/т, резкое обеднение ТРЗЭ, сильно дифференцированное распределение $(La/Yb)_n$ = 46–604, положительная Eu аномалия (Eu/Eu* = 3–0.9), а также относительные максимумы по Ba, Sr, Th, K и отрицательные аномалии Nb, Ta, P, Ti (табл. 1).

Циркон гнейсо-гранитов представлен разнообразными по размеру, форме и степени идиоморфизма кристаллами вишневого и розового цвета размером от 150 до 460 мкм с коэффициентом удлинения 1.1–3.2 (рис. 1). Выделяются три морфологических типа цирконов: призматические составляют до 15 % объема фракции, эллипсоидальные 60% и шарообразные 25 %. Изучение циркона в катодолюминисценции показало, что большинство зерен характеризуются двухфазным строением и состоят из ядра и оболочки. В эллипсоидальных и шарообразных зернах фиксируется ядро призматического габитуса, составляюшее 70–90 % объема зерна, и обрастающая его оболочка шириной от 3 до 30 мкм. Ядро имеет однородное или грубо-тонкозональное, секториальное строение. В призматических цирконах наблюдается ритмическая магматическая зональность. Оболочка зерен во всех морфотипах нарастает преимущественно по граням дипирамиды, что особенно отчетливо проявляется в длиннопризматических кристаллах достигающих размера 400 мкм. Неизмененные ядра для всех морфотипов циркона имеют низкое содержание урана (113–202 г/т), высокие Th/U отношения (0.77–1.43) и содержат много раскристаллизованных расплавных и флюидных включений, что характерно для цирконов кристаллизовавшихся из магматического расплава. Оболочки зерен циркона характеризуются умеренным содержанием урана (184–352 г/т), низким Th/U отношением (0.09–0.26) и содержат исключительно флюидные включения, что позволяет предполагать для них метаморфогенный генезис. U-Pb изотопные датировки ядер короткопризматического циркона образуют субконкордантный кластер в интервале возрастов от

Таблица 1. Содержания петрогенных (мас. %), РЗЭ и малых элементов (г/т) и результаты изотопного анализа (Sm-Nd, Rb-Sr) гнейсо-гранитов КХП

	8а	8в	9а		8а	8в	9а
SiO_2	71.65	71.47	71.63	Er	0.12	0.14	0.12
TiO_2	0.19	0.24	0.2	Tm	0.023	0.02	0.01
Al_2O_3	15.5	15.66	15.69	Yb	0.12	0.08	0.06
Fe_2O_3	0.28	0.51	0.36	Lu	0.016	0.02	0.02
FeO	2.27	1.42	1.27	Y	1.36	1.64	1.77
MnO	0.01	0.01	0.01	Rb	34	31	51
MgO	0.39	0.46	0.46	Sr	447	507	437
CaO	2.02	2.16	1.5	Ba	1030	1034	1297
Na_2O	5.13	5.17	4.82	Ta	0.05	0.06	0.05
K_2O	2.81	2.91	3.53	Hf	2.3	4.07	2.77
P_2O_5	0.01	0.01	0.01	Zr	102	180	113
П.п.п.	0.58	0.58	0.65	Nb	3.78	1.93	1.53
La	20.3	39.69	53.71	U	0.18	0.19	0.29
Ce	30.4	58.35	85.86	Th	3.47	8.96	18.33
Pr	2.77	5.17	7.94	La/Yb	114.31	335.26	604.91
Nd	8.4	16.18	24.89	Eu/Eu*	2.66	1.62	0.93
Sm	0.9	2.12	3.04	REE	64.96	124.86	180.22
Eu	0.72	0.95	0.9	$^{147}Sm/^{144}Nd$	0.0760	0.0685	0.0764
Gd	0.76	1.52	2.87	$^{143}Nd/^{144}Nd$	0.509993	0.509854	0.509991
Tb	0.081	0.12	0.18	$^{87}Rb/^{86}Sr$	0.2140	0.1666	0.3319
Dy	0.3	0.42	0.54	$^{87}Sr/^{86}Sr$	0.713597	0.711333	0.717604
Ho	0.045	0.08	0.08				

3307 ± 12 до 3353 ± 9 млн лет. Восемь фигуративных точек для ядер длиннопризматических и короткопризматических цирконов образуют единую дискордию с возрастами верхнего и нижнего пересечения с конкордией 3343 ± 17 и 933 ± 100 млн лет, соответственно, при СКВО = 1.6. Девять анализов оболочек, окружающих ядра циркона, образуют второй субконкордантный кластер с возрастом 2729 ± 15 млн лет (рис. 1).

Изучение характера распределения РЗЭ в цирконах в тех же точках, что и при локальном геохронологическом исследовании показало, что во всех морфотипах циркона содержания РЗЭ близки к средним значениям, типичным для этого минерала. Кривые нормированных содержаний РЗЭ в ядрах циркона сходны и характеризуются положительным наклоном, т. е. наблюдается обогащение тяжелыми лантаноидами с характерной отрицательной Eu и положительной Ce аномалиями. Для оболочек циркона кривые имеют более пологий характер, Eu аномалия положительна, а Ce максимум менее выражен. Эти данные позволяют более обоснованно предполагать генетическую близость ядер цирконов разных морфотипов и отличие их от оболочек, на формирование которых оказали влияние метаморфические процессы. Модельный Sm-Nd возраст $T_{Nd}(DM)$ гнейсо-гранитов изменяется в узких пределах 3435–3480 млн лет, а ε_{Nd} рассчитанный на возраст 3300 млн лет варьирует от –0.4 до +0.2. Вычисленные модельные датировки не противоречат U-Pb возрастам по циркону и могут свидетельствовать о выплавлении протолита гранитов из мантии 3.5–3.4 млрд лет назад. Анализ результатов Rb-Sr анализа гнейсо-гранитов показал, что рассчитанные на возраст 3300 млн лет значения первичных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ (I_o) составляют 0.703380, 0.703340, 0.701681. Низкие значения I_o не превышающие 0.7034, также свидетельствуют о происхождении гнейсо-гранитов из расплавов мантийного происхождения с низкими первичными изотопными отношениями $^{143}Nd/^{144}Nd$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$. Для оценки времени проявления последних метаморфических процессов из гранитов были выделены пять мелких (0.18–0.32 мм)

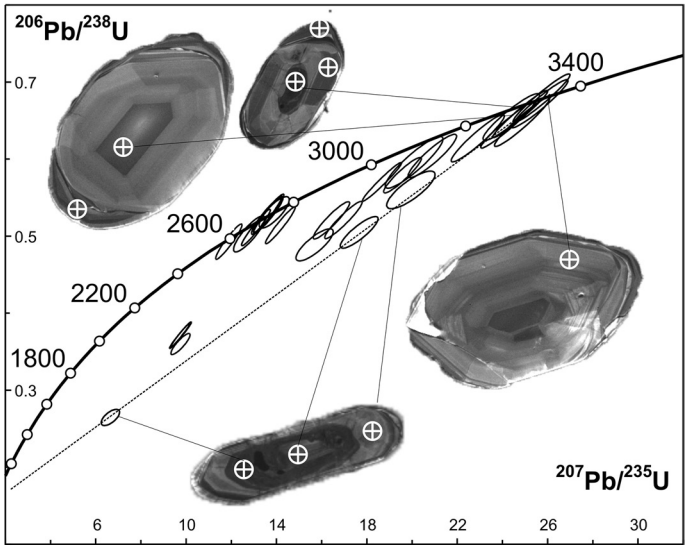


Рис. 1. U-Pb диаграмма с конкордией для циркона субщелочных гнейсо-гранитов КХП.

желтовато-бурых угловатых обломков зерен монацита. U-Pb изотопный анализ этих зерен показал конкордантный возраст 1918 ± 17 млн лет при СКВО = 1.7.

Выводы. Морфологические (призматический габитус, ритмическая магматическая зональность, присутствие раскристаллизованных и флюидных включений) и химические (Th/U = 0.3–0.7, типичный магматический тренд распределения РЗЭ) особенности ядер циркона позволяют интерпретировать конкордантную датировку 3343 ± 17 млн лет как время формирования субщелочных гранитов Верхнехоронджинского массива. Таким образом, интервал 3340–3330 млн лет отражает время проявления гранитного магматизма и формирования ранних палеоархейских тел двуполевошпатовых субщелочных гранитов. Возраст кристаллизации гранитов в этом случае близок их модельным Sm-Nd возрастам (3435–3480 млн лет), что определяется кратковременностью (100–150 млн лет) коровой предистории субстрата этих пород. Морфология и состав оболочек циркона, характер распределения в них РЗЭ, присутствие только флюидных включений свидетельствует, что их U-Pb конкордантный возраст 2718 ± 13 млн лет, датирует процессы метаморфизма гранитов. На диаграммах K/Rb–Rb, Sr–Rb/Sr, $^{143}Nd/^{144}Nd$–$^{87}Sr/^{86}Sr$ и других составы гнейсо-гранитов попадают в поле мантийных расплавов и очень далеки от составов типовых I-, S-, A-гранитов. Геохимические составы гранитов, низкие значения I_o $^{87}Sr/^{86}Sr$ не превышающие 0.7034 подтверждают происхождени гнейсо-гранитов из расплавов мантийного происхождения при незначительной контаминации нижнекоровыми породами. Полученные результаты – возраст субщелочного гранитного магматизма 3.34 млрд лет, а также значения модельных неодимовых возрастов 3.7–3.4 млрд лет свидетельствуют о том, что зрелая континентальная кора калиевого профиля в этом регионе была сформирована уже в палеоархее. Совокупность всех вышеприведенных данных позволяет рассматривать КХП в качестве древнейшей на территории России палеоархейской провинции – древнее ядро консолидации сиалической протокоры ОХМ. Вероятно, расположенные к востоку от ОХМ метаморфические образования Омолонского массива, представляют восточную периферию, частично перекрытого более молодыми отложениями, палеоархейского Омолоно-Охотского кратона.

ЛИТЕРАТУРА

Кузьмин В.К., Глебовицкий В.А., Родионов Н.В. и др. Главные этапы формирования палеоархейской коры Кухтуйского выступа Охотского массива // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009.

РАННЯЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ, ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ПЕРВЫХ ГРАНИТОИДНЫХ ПОРОД, КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ГАДЕЙСКО-ЭОАРХЕЙСКОЕ ВРЕМЯ

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.***

*Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия, mikuzmin@igc.irk.ru
**Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия, yarm@igem.ru

1) 4567 млн лет тому назад в галактике Млечный путь в недрах гигантского газопылевого облака началось формирование нашей Солнечной системы. Уже через 100 тысяч лет в центре этого облака образовалась звезда – Солнце, окруженное протопланетным диском. В скором времени произошло расслоение протопланетного диска на две зоны: внешнюю, где сконцентрировались в основном вода и летучие, и внутреннюю, содержащую твердое вещество – материал для строительства планет Земного типа. Линия разделения получила название – линия льда; за ней в первые 2 млн лет сформировались планеты гиганты: Сатурн и Юпитер, которые начали дрейфовать в сторону Солнца и дошли до орбиты Марса, доставив во внутреннюю зону большое количество строительного материала [Батыгин и др., 2016]. Период от начала формирования Солнечной системы до примерно 4500 млн лет, т.е. отрезок времени около 70 млн лет, выделяется как для всей системы, так и нашей Земли в качестве Хаотичного эона. В течение этого эона произошла аккреция Земли, которая через 11 млн лет достигла 63 % ее настоящей массы, а через 30 млн лет – 93 % [Кузьмин, Ярмолюк, 2017]*. Судя по короткоживущей системе изотопов $^{182}Hf \rightarrow {}^{182}W$ (период полураспада 8.9 млн лет), через 20 млн лет образовалась большая часть ядра Земли, а через 50 млн лет – все ядро. Примерно через 30 млн лет после начала формирования Солнечной системы Земля столкнулась с крупным космическим телом, близким к массе Марса, в результате столкновения образовалась Луна. Столкновение обусловило наклон орбиты Земли 23°. В связи с косым ударом от Земли отделилась значительная часть мантийного (силикатного) вещества, которое пошло на формирование Луны. Подтверждением времени образования Луны служат наиболее древние возраста импактных лунных цирконов (4.51 млн лет [Кузьмин, 2014]. В связи со столкновением с крупным космическим телом на Земле сформировался магматический океан, покрывавший всю поверхность Земли, глубиной около 700 км, существовавший около 10 млн лет. Таковы основные события, связанные с формированием планеты Земля, образование в Хаотичный эон мантии и ядра, а также спутника Земли – Луны.

2) Примерно 4500 млн лет тому назад начался Гадейский эон, названный именем древнегреческого бога подземного мира. Именно с начала Гадейского эона прослеживается геологическая история Земли. Во-первых, в глубине мантии сохранились первые древние резервуары, имеющие вещество, датируемое по изотопам (He, W, Nd, Sr) возрастом 4.5 млрд лет [Jackson et al., 2017]. Большое значение для понимания ранней истории Земли было обнаружение ультраосновных–основных пород гадейского возраста среди образований Нуввуагитукского (Nuvvuagittuq) зеленокаменного пояса (NGB) в провинции Северный Кьюбек (Канада). На основе исследований долгоживущей ($^{147}Sm \rightarrow {}^{143}Nd$, $T_{1/2}$ = 106 млрд лет) и короткоживущей ($^{146}Sm \rightarrow {}^{142}Nd$, $T_{1/2}$ = 68 млрд лет) изотопных систем в основных и ультраосновных породах Уджараалукской (Ujaraaluk) серии NGB доказано, что возраст пород серии с учетом перекрывающих ошибок составляет 4406 ± 17 и 4321 ± ± 160 млн лет. Это наиболее древние сохранившиеся породы на Земле. История их открытия изложена в статье [O'Neil et al., 2012]. Обнаружение данных пород имеет большое значение для геологической реконструкции процессов формирования первой, в том числе и гранитоидной земной коры. Первым шагом в обосновании образования гадейских пород на Земле послужили находки древних обломков цирконов в обнажении докембрийских конгломератов Джек Хиллс Австралии [Кузьмин, Ярмолюк, 2017]*, максимальный возраст которых составлял 4.4 млрд лет. Эти цирконы имеют температуру образования около 700 °С, а нормированные по хондриту распределения редких земель в них имеют Се положительную аномалию. Возраст и характер распределения нормированных по хондриту редкоземельных элементов в обоих цирконах (лунных и гадейских) сопоставимо, но лунные цирконы имеют явные следы импактного генезиса, формировались в восстановительных условиях, а температура их образования более 1000 °С, в то время как гадейские выделялись из гранитоидных расплавов в окислительных условиях. Проведенные исследования гадейских цирконов дают основание полагать, что при дифференциации базальт–коматиитовых расплавов происходило образование небольшого количества кислого (гранитоидного) расплава – материнского для древнейших цирконов Земли [Кузьмин, 2014]. Практически отсутствие гадейской континентальной коры на Земле и бомбар-

* Первоисточники можно найти в приведенных работах авторов.

дировки в это же время Луны свидетельствуют о том, что метеоритно-астероидным бомбардировкам подвергалась и Земля. Последняя тяжелая бомбардировка произошла 4.0–3.9 млрд лет тому назад. Она была вызвана возвращением планет-гигантов Юпитера и Сатурна на периферию Солнечной системы, в которой к этому времени сформировались другие ледяные планеты меньших размеров. После возвращения планет–гигантов все периферийные планеты расположились на своих орбитах. Это событие на периферии Солнечной системы вызвало последнюю тяжелую метеоритно-астероидную бомбардировку планет земной группы [Батыгин и др., 2016], завершился на Земле гадейский эон. Начался архейский период геологической истории Земли.

Гадейско-архейское время характеризуется особым типом тектонических процессов на планете Земля, который получил название «тектоника покрышки» или (LID-tectonics) [Кузьмин, Ярмолюк, 2017]*. В это время была общемантийная конвекция. Верхняя каменная оболочка Земли была сплошной, однородной. Сплошность этой оболочки в гадейское время нарушилась астероидными бомбардировками, что вызывало извержение глубинных мантийных магм, связанных с плюмами. После последней тяжелой бомбардировки космический фактор перестал играть ведущую роль в формировании и разрушении коры планеты [Кузьмин, Ярмолюк, 2017]*.

3) Начался архейский период, геологические процессы стали определяться механизмом «самоорганизации» недр планеты. Архейский период, охватывающий интервал времени 3.9–2.5 млрд лет, характеризовался излияниями плюмовых основных–ультраосновных (коматиитовых) вулканических пород, а также образованием пород тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии (ТТГ), получивших название «серые гнейсы». Это первые кислые сохранившиеся породы Земли, и механизм их образования представляет большой интерес, так как в настоящее время гранитоидные породы преимущественно формируются с учетом механизма тектоники плит, которой не было в то архейское время. В отличие от горизонтальных движений системы литосферных плит, в те далекие геологические времена преобладали вертикальные тектонические движения. Процесс образования ТТГ ассоциации пород получил название «сагдукции» (от англ. sag – прогиб) [Хайн, 2003]. Детальный механизм образования кислых магм за счет плавлении метаморфизованных низов мощной базальтовой коры на примере ТТГ комплекса Монт-Блок (Minto Block) на севере Канады был обоснован в работе Дж. Бедарда [Bédard, 2006]. Дальнейшие работы по изучению пород ТТГ ассоциаций архейских кратонов, расположенных в настоящее время на различных континентах, показали, что в их образовании большое значение имеют процессы вовлечения источников магм гадейских вулканитов в процессе образования магм архейских пород серии ТТГ. Предложенные модели согласуются с современной обстановкой океанических плато, низы которых могут подвергаться метаморфическим изменениям, для этого не требуется образование зон субдукции [Кузьмин, Ярмолюк, 2017].

Изучение акцессорных цирконов архейских серых гнейсов, а также обломков цирконов, которые попадали в осадочные породы после разрушения древних архейских серых гнейсов, показало, что в этих гнейсах, расположенных в настоящем времени в разных кратонах Земли имеются цирконы «гадейского» генезиса [Кузьмин, 2014; Кузьмин и др., 2017]*. Считалось, что цирконы, которые не растворяются при высоких мантийных температурах, оставались, а вещество гадейской коры, расплавляясь, смешивалось с веществом мантии. Однако, детальные работы, с привлечением изотопных данных показывают, что вещество гадейской коры или источники гадейских магм, участвовали в формировании архейских серых гнейсов.

В работе [Roth et al., 2013] рассматривается проблема «наследия» показателей древнего протолита, представленного или гадейскими породами, или мантийными источниками гадейских магм, которые имеют «отпечатки» в эоархейском гнейсовом комплексе Западной Гренландии. Выводы по доказательству древнего протолита сделаны на основе определения аномалии ^{142}Nd с использованием короткоживущих и долгоживущих радиогенных изотопов. Радиогенная система $^{146}Sm \rightarrow {}^{142}Nd$ показывает гадейский возраст – 4.3 млрд лет. В то время как данные по долгоживущей радиогенной системе $^{147}Sm \rightarrow {}^{143}Nd$ дают возраст 3859 ± 182 млн лет, который согласуется с геологическими данными. Можно предположить, что архейский протолит, давший эоархейские серые гнейсы, был образован на основе гадейского магматического источника.

Интересная картина по изотопам Nd приведена в работе [Iizuka et al., 2009], посвященной изучению изотопного состава (Lu–Hf) в цирконах Акаста (Acasta) гнейсового комплекса Северо-Западной Канады, возраст которых составляет 3.94–4.03 млрд лет, а в гнейсах обнаружены единичные цирконы с возрастом 4.2 млрд лет. Были получены отрицательные значения $\varepsilon_{Hf}(T) = -3.2 \div -2.4$, в то время как стандартное значение этого показателя для пород архейского возраста равно с учетом ошибки «0». Судя по значению $\varepsilon_{Hf}(T)$, которое сопоставимо со значением в гадейских цирконах Австралии, а самое главное, что цирконы не показывают деплетированную мантийную компоненту, полученные данные указывают на возможность образования архейского источника магмы с использованием пород гадейской коры.

Низы мощной архейской коры подвергались метаморфическим изменениям, учитывая повышенные содержания литофильных элементов в породах гадейской коры, а в докембрийской мантии высокие содержания летучих и воды. Это обеспечивало образование первых эоархейских гранитоидных пород, формирующихся при отсутствии зон субдукции, но имеющих геохимические характеристики, сходные с фанерозойскими островодужными породами. Близкие к субдукционным обстановкам условия создавала сагдукция, обеспечивающая вертикальное опускание коры базальт-коматиитового состава в верхнюю эоархейскую мантию. Опустившиеся породы подвергались метаморфизму и при частичном плавлении их образовывались кислые магмы, материнские для серии пород ТТГ.

ЛИТЕРАТУРА

Батыгин К., Лафлин Г., Морбиделли А. Рожденные из хаоса // В мире науки. 2016. № 7. С. 16-27.

Кузьмин М.И. Докембрийская история зарождения и эволюции Солнечной системы и Земли. Статья I // Geodynamics & Tectonophysics. 2014. V. 5. № 3. P. 625-640.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Биография Земли: основные этапы геологической истории // Природа. 2017. № 6 (в печати).

Хаин Е.В. Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 348 с.

Bédard J.H. A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2006. V. 79. P. 1188-1214.

Jackson M.G., Konter J.G., Becker T.W. Primordial helium entrained by the hottest mantle plumes // Nature. 2017. V. 542. P. 340-343.

O'Neil J., Carlsona R.W., Paquetteb J.-L., Francisc D. Formation age and metamorphic history of the Nuvvuagittuq Greenstone Belt // Precamb. Res. 2012.V. 220–221. P. 23– 44.

Roth S.G., Bourdon B., Mojzsis S. et al. Inherited ^{142}Nd anomalies in Eorchean protoliths // E.P.S.L. 2013. V. 361. P. 50-57.

Iizuka T., Komiva T., Johnsons et al. Reworking of Hadean crust in the Acasts gneisses northwestern Canada Evidence from in-situ Lu-Hf isotope analysis of zircon // Chemical Geology. 2009. V. 259. P. 230-239.

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ И ОСОБЕННОСТЯХ МАГМАТИЗМА НА РАННЕЙ СТАДИИ ФОРМИРОВАНИЯ АЛТАЙСКОЙ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

Куйбида М.Л., Тимкин В.И.**, Кривчиков В.А.**, Крупчатников В.И.**, Попова О.М.**, Руднев С.Н.*, Шелепаев Р.А.*, Крук Н.Н.**

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия
**ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», с. Малоенисейское, Россия

Формирование среднепалеозойской активной окраины Сибирского континента сопровождалось двумя последовательными контрастными режимами: рифтогенным и окраинно-континентальным [Ярмолюк и др., 2000; Воронцов и др., 2013; и др.]. Первый проявился во внутренней части континента, а второй был обусловлен взаимодействием литосферы Сибирского континента и Объ-Зайсанского палеоокеана и мог иметь взаимосвязь с внутриконтинентальными процессами. Таким образом, характерной особенностью геологических событий в регионе являлось их развитие от континента к океану. Предметом рассмотрения являются контрастные и дискордантные по отношению друг к другу вулкано-плутонические пояса Алтайской активной континентальной окраины (АКО): Алтае-Минусинский (D_{1-2}) и Алтае-Салаирский (D_2-C_1) (Шокальский и др., 2000). В рамках настоящей статьи рассматриваются вулкано-плутонические ареалы, локализованные только в областях сопряженности этих поясов (Горный и Рудный Алтай).

Геохронологические исследования позволяютвыделить два главных пика кислого магматизма для начальной стадии активизации Алтайской АКО: ранний (прага-эмс) и поздний (эйфель-живет).В Горном Алтае раннедевонский магматизм, возраст которого зафиксирован изотопно-изохронными методами (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург), представлен рядом интрузивных комплексов, слагающих габбро-гранитные и гранитоидные интрузии (Щебнюхинский массив (413–399 млн лет; авторские данные); Югалинский массив (399 и 406 млн лет; [Гусев, Гусев, 2012]; Каракудюрский массив (406 млн лет; [Руднев и др., 2001; и др.]). А среди эффузивных образований – вулканитами аксайской умеренно-щелочной бимодальной серии в обрамлении Юстыдского прогиба (405–402 млн лет; [Шокальский и др., 2000; Врублевский и др., 2007; Крупчатников, 2010]), и завершившими ранний магматический этап синдеформационными трахириолитами в Коргонском прогибе (413–403млн лет; авторские данные). Таким образом, можно предположить, что в Коргонском прогибе Горного Алтая вулканическая активность, начавшаяся с андезито-базальтов (ергольского комплекса) произошла, по крайней мере, раньше пражского яруса. Синхронность и близкую геологическую позицию также демонстрируют гранитоидные батолиты на сопредельных территориях Китайского и Монгольского Алтая (416–400 млн лет; [Yuan et al., 2007 и др.]). Характерной особенностью для вулканитов аксайского комплекса являлось появление среди их разновидностей высокомагнезиальных андезитов и ниобий-обогащенных андезибазальтов, характерных преимущественно для надсубдукционных обстановок Западной и Восточной Пацифики. С другой стороны, среди трахириолитов коргонского комплекса спорадически встречаются разновидности с псевдоадакитовыми характеристиками, также типичными для обстановок, связанными с развалом утолщенных орогенов и литосферной деламинацией, как например, это установлено для Кордильерской АКО [Kappetal., 2002] и восточной окраины Евразийского континента [Xiao, Clemens, 2007].

Поздний (эйфель-живетский) этап геологической эволюции Алтайской АКО характеризовался началом субдукции океанической литосферы Объ-Зайсанского бассейна под край Сибирского континента [Ротараш и др., 1982; Берзин и др., 1994; Шокальский и др., 2000; и др.]. Изотопно-геохронологические данные, полученные авторами для экструзивных риолитов мельнично-сосновского вулканического комплекса из палеовулканов Буточный и Караульный в Рудном Алтае (391–384 млн лет, LA-ICP-MS, KyotoUniversity, Japan) соответствуют возрасту проявления надсубдукционного гранитного магматизма алейского комплекса (отдельные интрузивные фазы в полихронном массиве Мохнатые сопки (395–386 млн лет), в Устьянском массиве (395 млн лет) и в Лениногорско-Синюшинском интрузиве (387 млн лет); [Куйбида и др., 2015]), а также возрасту гранитоидных интрузивов Инской группы в Горном Алтае (Шумишкинский массив в Коргонском прогибе (390 млн лет); авторские данные). Главной особенностью эффузивного и интрузивного магматизма этого этапа является отсутствие классических адакитовых характеристик в составах пород, типичных для надсубдукционных обстановок. Кроме этого характерной чертой являлось и резкое преобладание кислых эффузивов над основными (9:1) [Государственная…, 2001]. Рабочей гипотезой авторов настоящей статьи является предположение о среднедевонской эволюции фронтальной части Алтайской АКО по аналогии с субдукционными орогенами типа Новой Зеландии, где определяющим фактором являлось как косое взаимодействие континентальной и океанической литосферных плит, по механизму транспрессионных орогенов, так и различный угол и фрагментация слэба при его погружении под окраину континента.

Накопленные к настоящему времени геологические данные демонстрирует, что среднепалеозойской субдукции Объ-Зайсанского палеоокеана под Сибирский континент, предшествовала тектоническая активизация Алтайской пассивной окраины, которая предположительно в позднем силуре–раннем девоне привела к фрагментации ее мозаично-блоковой структуры и явилась причиной трансформных перемещений составляющих террейнов: Алтае-Монгольского, Горно-Алтайского, Томь-Колыванского, Салаирского и др. [Владимиров и др., 2003; Крук и др., 2015]. Согласно существующей точке зрения тектоническая активизация континентальной окраины началась с широкого развития рассеянного рифтогенеза, формирования наложенных прогибов (Минусинского, Агульского, Тувинского, Рыбинского, Юстыдского, Уймено-Лебедского и др.), и генерации разнообразного по составу магматизма, преимущественно повышенной щелочности [Шокальский и др., 2000; Ярмолюк и др., 2000; Добрецов, 2003; Врублевский и др., 2007; Бабин и др., 2004; Воронцов и др., 2013; Kuzminetal, 2010; Гертнер и др., 2010; Крупчатников, 2010; и др.]. Согласно мнению, высказанному в работах [Ярмолюк и др., 2000; Kuzminetal, 2010; Воронцов и др., 2013], первопричиной, сыгравшей ведущую роль в формировании Алтае-Саянскойрифтовой области, являлись плюм-тектонические факторы, воздействовавшие на уже существовавшую активную континентальную окраину. С другой стороны, обнаруживается синхронность формирования Алтайской и Уральской АКО, где для последней инициирующим фактором, по обобщенным данным и мнению [Свяжина, Петров, 2011], являлась континентальная коллизия Балтики и Лаврентии. Согласно гипотезе не всех авторов настоящей статьи, обнаруживается сходство структуры Алтайской АКО с обстановками синсдвигового растяжения и субдукции в Западной Пацифике, изначально связанных с Индо-Евразийской коллизией и развивавшихся в последовательности от континента к океану – т.е. от раскрытия задугового бассейна к субдукции [Ханчук, Голозубов, 2008].

Авторы благодарны сотрудникам Центральной лаборатории и Центра изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (Санкт-Петербург) и лично Н.И. Гусеву за участие в исследованиях.

Работа выполнена при финансовой поддержкеРоссийскогофонда фундаментальных исследований (Проект № 16–05–01021) и Министерства образования и науки Российской Федерации (Проект № 14.Y26.31.0018).

ЛИТЕРАТУРА

Берзин Н.А., Колман Р.К., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 8-28.

Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрющенко С.В. Девонский вулканизм Минусинского прогиба Алтае-Саянской области: геологические, геохимические, изотопные Sr-Nd характеристики пород и магматические источники // Геология и геофизика, 2013. Т. 54. № 9. С. 1283-1313.

Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Гертнер И.Ф. Состав и изотопная эволюция калиевых вулканитов, ЮВ Горного Алтая // ДАН, 2007. Т. 416. № 3. С. 364-369.

Гертнер И.Ф., Gutierrez-Alonso G., Врублевский В.В., Hoffmann M., Linemann U. Раннедевонский щелочной магматизм Кузнецкого Алатау (ЮЗ Сибирь): LA-ICP-MS - данные U-Th-Pb-изотопного датирования // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования: Материалы Научной конференции, Москва, 8-11 нояб. 2010. М.: ИГЕМ РАН. 2010. С. 338-339.

Гусев А.И., Гусев Н.И., Красова А.С., Табакаева Е.М. Золотогенеирирующие гранитоиды Топольнинского ареала Горного Алтая: возраст, петрология и геохимия // Современные наукоемкие технологии. 2012. № 1. С. 8-12.

Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1-2. С. 5-28.

Крук Н.Н. Эволюция континентальной коры и гранитоидный магматизм Горного Алтая // Автореферат дисс. на соиск. уч. ст. докт. геол.-мин. наук. Новосибирск. 2015. 37 с.

Крупчатников В.И. Петрология калиевых магматических комплексов юго-восточной части Горного Алтая: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск. 2010. 17 с.

Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Шокальский С.П. Надсубдукционные плагиограниты Рудного Алтая: возраст и особенности состава. Доклады РАН. 2015. 464. С. 1-6.

Мурзин О.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000, Серия Алтайская, лист М-44-X (Горняк). Объяснительная записка. Мурзин О.В. Санкт-Петербург. 2001. 219 с.

Ротараш И.Л., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А. Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника. 1982. № 1. С. 44-59.

Руднев С.Н., Крук Н.Н., Гусев А.И., Шокальский С.П., Котов А.Б., Сальникова, Е.Б., Левченков О.А. Природа Алтае-Минусинского вулканоплутонического пояса (по данным геохимических и U-Pb геохронологических исследований) // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири. Материалы научно-практической конференции. Новосибирск: Изд-во ИГиЛ СО РАН. 2001. С. 231-242.

Свяжина И. А., Петров Г. А. Миграция террейнов Уральского подвижного пояса и палеозойские аккреционные события на Уральской окраине Восточно-Европейского палеоконтинента. Литосфера. 2011. № 6. 3-13.

Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: СО РАН. 2000. 185 с.

Ханчук А.И., Голозубов В.В. Режим трансформной окраины и орогенез Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 340-345.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3-29.

Kapp J.A., Miller C.F., Miller J.S. Ireteba Pluton, Eldorado Mountains, Nevada: Late, Deep-Source, Peraluminous Magmatism in the Cordilleran Interior. The Journal of Geology. 2002. J.S. V. 110. P. 649-669.

Xiao L., Clemens J.D. Origin of potassic (C-type) adakite magmas: Experimental and field constraints. 2007. Lithos. 95. P. 399-414.

Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth-Science Reviews. 2010. V. 102. P. 29-59.

Wang Q., Wyman D.A., Xu J., Jian P., Zhao Z., Li C., Xu W., Ma J., He B. Early Cretaceous adakitic granites in the Northern Dabie Complex, central China: Implications for partial melting and delamination of thickened lower crust. 2007. Geochimicaet-CosmochimicaActa. V. 71. P. 2609-2636.

Yuan C., Sun M., Xiao W., Li X., Chen H., Lin S., Xia X., Long X. Accretionaryorogenesis of the Chinese Altai: Insights from Paleozoic granitoids. 2007. Chemical Geology. V. 242. P. 22-39.

THE IMPLICATION TO THE U-Pb AGE AND CHARACTERISTICS OF MAGMATISM IN THE EARLY STAGE OF FORMATION OF THE ALTAI ACTIVE CONTINENTAL MARGIN

Kuibida M.L., Timkin V.I.**, Krivchikov V.A.**, Krupchatnikov V.I.**, Popova O.M.**, Rudnev S.N.*, Shelepaev R.A.*, Kruk N.N.**

*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch RAS, Novosibirsk, Russia
**JSC "Gorno-Altai expedition", Maloyeniseyskoye, Russia

The formation of the middle Paleozoic active margin of the Siberian continent was followed by two successive contrasting modes of rifting and continental margin [Yarmolyuk et al, 2000; Shokalsky et al., 2000; Babin et al., 2004; Vorontsov et al., 2013; Kruk et al., 2015; etc.]. First appeared in the inner part of the continent, and the second was due to the interaction of the lithosphere of the Siberian continent and Ob'-Zaisan paleo-ocean and could have a relationship with the inner continental process. Thus, a characteristic feature of the geological events of the region was their development from the continent to the ocean. At issue are contrasting and discordant relative to each other volcano-plutonic belts of the Altai active continental margin (ACM): the Altai-Minusinsk (D_{1-2}) and the Altai-Salair (D_2-C_1) [Shokalsky et al., 2000]. In the framework of this paper we consider volcano-plutonic areas, localized in place of conjugation of these belts (Gorny and Rudny Altai).

Geochronological studies demonstrate two main peak of felsic magmatism for the initial stage of activation of the Altai ACM: early (Pragian-Emsian) and late (Eifelian-Givetian). In the Gorny Altai Early Devonian magmatism are recorded by isotopic isochron methods (SHRIMP II, VSEGEI, St. Petersburg), and represented by a number of intrusive complexes, consist of the gabbro-granite intrusions (Shebnykha intrusive (413–399 Ma; author's data); Yugalinsky intrusive (399 and 406 Ma [Gusev, Gusev, 2012]; Karakudursky intrusive (406 Ma [Rudnev et al, 2001]). And among the effusive formations – volcanic rocks of Aksai moderately alkaline bimodal series of framed Yustid extension zone (405–402 Ma [Shokalsky et al., 2000; Wroblewski et al, 2007; Krupchatnikov, 2010]). Syn-deformation trachyrhyolite of Korgon extension zone was completed an early magmatic stage (413–403 Ma; author's data). Synchronicity and the close geological position also exhibit a granitoids batholith in the area of the Chinese and Mongolian Altai (416–400 Ma; [Yuan et al., 2007; etc.]). Feature for volcanic rocks of the Aksay complex was the appearance among them of high-magnesian andesite and niobium-enriched andesibasalt, which are characteristic of supra-subduction environments of the Western and Eastern Pacific. On the other hand, trachyrhyolites of Korgon complex sporadically contain rocks with pseudo-adakite characteristics, which are typical of environments associated with the collapse of thickened orogens and lithospheric delamination, for example, Cordillera [Kapp et al., 2002] and the Eastern edge of the Eurasian continent [Xiao, Clemens, 2007].

Late (Eifelian-Givetian), the geologic evolution of the Altai ACM was characterized by an early subduction stage of the Ob'-Zaisan oceanic lithosphere [Rotaris et al., 1982; Berzin et al., 1994; Shokalsky et al., 2000; etc.]. Isotope-geochronological data obtained by the authors for extrusive rhyolites of Melnichno-Sosnowsky volcanic complex in Rudny Altai (paleovolcano Karaul'ny and Butochny; 391–384 Ma, LA-ICP-MS, Kyoto University, Japan) correspond to the U-Pb age of supra-subduction granite magmatism (Aleysky complex, Mokhnaty-Sopky intrusive (395–386 Ma), Ustyansky intrusive (395 Ma) and Leninogorsk-Sinushinsky intrusive (387 Ma); [Kuybida et al., 2015]), and U-Pb age of the Inskoy groups intrusions in the Gorny Altai (Shumishkinsky intrusive of Korgon zone (390 million years); author's data). The main feature of effusive and intrusive magmatism of this stage is the absent of classic adakitic

characteristics of the compositions of rocks, typical for supra-subduction environments. In addition, the predominance of high felsic effusive rocks above the mafic (9:1) was a main feature of supra-subduction volcanism [Murzin et al., 2001]. We believe that the middle Devonian evolution of the frontal part of the Altai ACM is analogy with subduction orogens of New Zealand, where the determining factor was oblique interaction of continental and oceanic lithospheric plates, transpression process, and the various angle and the fragmentation of the slab.

Geological data demonstrates that the middle Paleozoic subduction of the Ob'-Zaisan paleo-ocean was preceded by tectonic activation of the Altai passive margin, which presumably in the late Silurian – early Devonian resulted in the fragmentation of the mosaic-block structure by inner-continental transforms process and displacements of terranes: the Altai-Mongolian, Gorno-Altai, Tom'-Kolyvan, Salair, etc. [Vladimirov et al., 2003; Kruk and others, 2015]. According to the existing point of view, the tectonic activity of the continental margin began with the extensive development of the diffuse rifting and formation of the extension zone, and generate a diverse magmatism, mainly of elevated alkalinity [Shokalsky et al., 2000; Yarmolyuk et al, 2000; Dobretsov, 2003; Wroblewski et al, 2007; Babin et al., 2004; Vorontsov et al., 2013; Kuzmin et al., 2010; Gertner et al., 2010; Krupchatnikov, 2010]. As believe this author, the plume-tectonic factor played leading role in the formation of the Altai-Sayan rift area that influenced the already existing active continental margin. On the other hand, the synchronism of formation of the Altai and Ural ACM is detected, where the initiating factor of the Ural ACM was the continental collision of Baltica and Lawrence [Svyzhina, Petrov, 2011]. We believe there are similarities between geological evolution of Altai and Western Pacific, associated with the Indo-Eurasian collision and developed from the continent to the ocean [Khanchuk, Golozubov, 2008].

The authors are grateful to the colleagues of the Central laboratory and Center of isotopic research VSEGEI of A.P. Karpinsky (St. Petersburg) and personally – N.I. Gusev for participation in the research.

Financial support of Russian Foundation for basic research (Project No. 16-05-01021) and the Ministry of education and science of the Russian Federation (Project No. 14.Y26.31.0018).

REFERENCES

Berzin N.A., Coleman R.K., Dobretsov N.L. Geodynamic map of the Western part of the Paleoasian ocean. Geology and Geophysics. 1994. Vol. 35. V. 7-8. S. 8-28.

Vorontsov A.A., Fedoseev G.S., Andryushchenko S.V. Devonian volcanism of the Minusinsk trough the Altai-Sayan area: geological, geochemical, isotopic Sr-Nd characteristics of rocks and magmatic sources. Geology and Geophysics. 2013. T. 54. V. 9. P. 1283-1313.

Wroblewski V.V., Krupchatnikov V.I., Gertner, I.F. Composition and isotopic evolution of potassic volcanic rocks, southeastern Gorny Altai. DAN. 2007. T. 416. V. 3. P. 364-369.

Gertner I.F., Gutierrez-Alonso G., Wroblewsk V., Hoffmann M., Linemann U. Early Devonian alkaline magmatism of the Kuznetsk Alatau ridge (SW Siberia): LA-ICP-MS data of U-Th-Pb-isotopic Dating. New horizons in studying processes of magma – and ore formation: Materials of Scientific conference. Moscow. 8-11 Nov. 2010. Moscow: IGEM RAS. 2010. P. 338-339.

Gusev A.I., Gusev N., Krasova A.S., Tabakaev E. M. Gold generating of Topolinska granitoids of the area of the Gorny Altai: age, petrology and geochemistry. Modern high technologies. 2012. V. 1. P. 8-12.

Dobretsov N.L. Evolution of structures of the Urals, Kazakhstan, Tien-Shan and Altai-Sayan region within the Ural-Mongolian fold belt (Paleoasian ocean). Geology and Geophysics. 2003. Vol. 44. No. 1-2. S. 5-28.

Kruk N.N. Evolution of the continental crust and granitoid magmatism of the Gorny Altai. Ph.D. thesis. Novosibirsk. 2015. P. 37.

Krupchatnikov V.I. Petrology of potassic igneous complexes of South-Eastern part of the Gorny mountains. Ph.D. thesis. Novosibirsk. 2010. P. 17.

Kuibida M.L., Kruk N.N., Shokalsky S.P. Supra-subduction plagiogranites of Rudny Altai: the age and characteristics of the composition. DAN. 2015. 464. P. 1-6.

Murzin O.V. the State geological map Russian Federation, scale 1:200 000, Series Altai, sheet M-44-X (the miner). 2001. 219 p.

Rotaris I.L., Samygin S.G., Gridushko E.A. Devonian active continental margin in the South-Western Altay. Geotectonics. 1982. V. 1. P. 44-59.

Rudnev S.N., Kruk N.N., Gusev A.I., Shokalsky S.P., Kotov A.B., Salnikova, E.B., Levchenkov, O.A. The Nature of the Altai-Minusinsk volcano-plutonic belt (according to geochemical and U-Pb geochronological studies). Actual problems of Geology and Minerageny of southern Siberia. Materials of scientific-practical conference. Novosibirsk: publishing house of LIH SB RAS. 2001. P. 231-242.

Svyazhina I.A., Petrov G.A. Migration of terranes of the Ural mobile belt and the Palaeozoic accretion events in the Ural margin of the East European paleocontinent. Lithosphere. 2011. V. 6. P. 3-13.

Shokalsky S.P., Babin G.A., Vladimirov A.G.l. Correlation of magmatic and metamorphic complexes of Western part of Altai-Sayan folded area. Novosibirsk: SB RAS. 2000. 185 p.

Khanchuk A.I., Golozubov V.V. Mode transform margin and the orogeny of the Pacific ore belt: materials of new investigations. Vladivostok: Dalnauka. 2008. P. 340-345.

Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kuzmin M.I. North-Asian superplume in Phanerozoic: magmatism and deep geodynamics. Geotectonics. 2000. V. 5. P. 3-29.

ПАЛЕОАРХЕЙСКАЯ БАЗИТОВАЯ КОРА ВОДЛОЗЕРСКОГО БЛОКА И ОСОБЕННОСТИ ЕЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В ТОНАЛИТ-ДИОРИТОВУЮ ПОРОДНУЮ АССОЦИАЦИЮ

Куликова В.В., Куликов В.С.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия, vkulikova@yandex.ru

Первичная кора Фенноскандинавского щита может быть условно подразделена на три типа в понимании [Куликова, 1993 и ссылки в ней; Петрохимические серии., 2001; История Земли…, 2005 и др.]): на ЮВ (Водлозерский блок (ВБ)) отчетливо проявлена палеоархейская «хондритовая» (коматиитовая); для западной части Карельского кратона характерна бонинитовая, как предполагается, за счет присутствия ксенолитов полевошпатовых амфиболитов петрохимической бонинитовой серии, аналогичных древнекоровым образованиям Пяозерского, Терского, Карельского и, возможно, Маленгского блоков; анортозитовый тип коры Мурманского и Центрально-Кольского блоков отслеживается в Гренландии и Канаде.

Базовым для изучения древнейших комплексов ЮВ щита является ВБ. Авторами географически под ВБ понимается территория, ограниченная в северной части водоразделом Белого и Балтийского морей (истоки рр. Подломки, Илексы, Лексы), на востоке системой рр. Токша–Волошова – оз. Волоцкое, на западе условной линией Кончезеро-Ивинский разлив. Южная периферия скрыта под вендскими и фанерозойскими комплексами. Общая площадь составляет более 40000 кв. км (200 × 200 км). Ранее он рассматривался (ссылки в [Куликова, 1993]): в качестве Восточно-Карельского блока II порядка, состоящего из блоков III порядка: Северо-Онежского, Центрально-Онежского, Южно-Онежского, Водлозерского, Кенозерского, Белозерского, имеющих индивидуальное геологическое строение. Последующее изучение различных областей данного региона позволило рассмотреть его как индивидуальный блок и часть палеоархейского структурного этажа щита, а указанные блоки III порядка, сформировавшиеся последовательно во времени от позднего архея до палеозоя в качестве фрагментов в результате его дробления и активного протерозойского магматизма с различным эрозионным срезом. Границы ВБ проведены по краю «выступов» фундамента, представленного нерасчлененной ассоциацией «амфиболиты – тоналиты» с возрастом около 3.3–3.2 млрд лет в районе озер Рикша, Монастырское, Кирич, в среднем течении р. Выг (пор. Шелтопорог). Они контролируются мезоархейскими зеленокаменными поясами: Ведлозерско-Сегозерским, Южно-Выгозерским, Сумозерско-Кенозерским, а с юга по геофизическим параметрам Ковжеским, который перекрыт чехлом палеозойских пород. Авторы отдают предпочтение термину «блок» как наиболее отвечающему традиционным геологическим понятиям. ВБ по своим параметрам и строению не соответствует «купольной структуре» (напр., [Арестова и др., 2015]) или материку с реликтами островных дуг из-за незначительных размеров блока. По [Куликова, 1983; 2013 и др.], предполагается, что формирование контуров блока происходило в начале мезоархея за счет образования зеленокаменных поясов – фрактальных структур при «вращении и торошении» фрагмента (ВБ) амфиболит-тоналитовой коры, что и придало ему форму «типа снежинки Коха». Причины и механизм этой геодинамики обсуждаются.

Внутреннее строение ВБ отличается значительной сложностью, обусловленной тектонической активностью в позднем архее и раннем протерозое. Наиболее ранними образованиями являются останцы и ксенолиты амфиболитов волоцкой свиты междуречья Нетомы – Винелы [Куликова, 1993], в меньшей степени, ксенолиты амфиболитов долины рр. Водла, Илекса, Выг, погруженные в крайне неоднородные полосчатые плагиоамфиболовые гнейсы. Основной сложностью палеореконструкции первичной природы метаморфических пород является их многократные преобразования: тоналитизация в палеоархее, трондьемитизация и гранитизция в мезо- и неоархее, активный основной магматизм раннего протерозоя (внедрение Бураковского плуутона), в результате которого центральная часть ВБ подвергалась контактовому гранулитовому, а восточная – высокотемпературному амфиболитовому метаморфизму, контролируеыми геофизиескими факторами [Онежская…, 2011]. В совокупности, эти обстоятельства не позволяют в настоящее время установить последовательность образования амфиболитов как магматических базит-ультрабазитов или тоналитов неизвестной природы, а отсутствие детальных геологических наблюдений создают значительный информационный шум [Петрохимические…, 2000] .

Более чем 30-летняя дискуссия по геологии ВБ касается и вопросов терминологии, в частности, использования термина «тоналиты» как илимагматической, или метаморфической породы, или термина свободного пользования. Авторы предпочитают под ним понимать продукт преобразования неоднородной первичной базитовой коры под воздействием РТ – параметров и флюидов.

Палеоархейские *тоналиты* делятся на автохтонные и аллохтонные и являются одними из самых сложных для идентификации средних пород, насыщенных ксенолитами и останцами амфиболитов палеоархея [Ку-

ликова, 1993 и др.]. Тоналитизация амфиболитов в пределах ВБ происходила в несколько этапов: 1) пропитывание амфиболитов глубинными водно-солевыми и щелочными растворами с постепенным осветлением субстрата, но с сохранением, как правило, сложноскладчатых текстур; 2) перемещение новообразованного вещества мигматитов в виде отдельных жил монцодиоритов и диоритов в зоны брекчирования амфиболитов на незначительные расстояния; 3) внедрение жил диоритов в автохтонные тела, в том числе, удаленные. *Автохтонные тоналиты,* отражающие начальные процессы преобразования метаморфизованных мафит-ультрамафитов, неоднородны крайне плохо картируются. Минеральный состав образованной породы представлен в среднем: плагиоклаз – 55–70 %, кварц – 5–30 %, роговая обманка – 0–20 %, биотит 2-х генераций – 0–20 %, эпидот; акцессорные: апатит, циркон, анатаз, сфен, рутил, лейкоксен, хлорит, гранат, дистен, турмалин, рудные (пирит, халькопирит, халькозин, пирротин, магнетит, ильменит, мартит). С уменьшением меланократовости тоналитов состав плагиоклазов изменяется от An_{35} до An_{25}. Амфиболы представлены актинолитом и бурой роговой обманкой (около 3 %); биотиты двумя генерациями: 1) светло-коричневые в наиболее меланократовых диоритовых гнейсах, красно-коричневые – в тоналитовых (кварцевых монцонитах) гнейсах; 2) буро-зеленый биотит развивается по роговой обманке; кварц представлен: 1) изометричными или неправильной формы зернами, 2) жилками и линзообразными скоплениями; 3) крупными опаловидными голубоватыми за счет насыщения рутилом сегрегациями. С увеличением содержаний кварца и биотита уменьшается количество плагиоклаза, ильменита, роговой обманки.

Однако установлено, что на разных объектах существуют значительные вариации составов. Так, в центре ВБ в районе дер. Водла ранее были описаны и датированы так называемые амфиболиты – I и амфиболиты – II среди «древнейших» ТТГ [напр., Арестова и др., 2015 и ссылки в ней и др.]. Первые на TAS – и ATM-диаграммах соответствуют монцодиоритам и кварцевым монцодиоритам, которые в последнее время стали называться санукитоидами, а амфиболиты – II – кварцевым диоритам. Авторами там же на правом берегу р. Водлы по СВ обочине автодороги и на склоне правого берега реки был закартирован аналогичный фрагмент подобных пород, тоналитизированных, прорванных трондьемитами и молодыми дайками [Куликова, Куликов, 2016 и ссылки в ней].

На микроанализаторе «INCA Enerdgy 350» на базе сканирующего электронного микроскопа «VEGA II LSH» в ИГ Карельского НЦ РАН В.В. Куликовой при участии гл. физика А.Н. Тернового были изучены образцы из центральной (кварцевые монцодиориты) и эндоконтактной (кварцевые диориты) зоны тела габбро-амфиболитов, а также из непосредственного контакта амфиболита и дайки долеритов. На контакте к/з кварцевых монцонитов и тонкозернистых долеритов были обнаружены образования «типа вариолей». Возможно, эти «вариоли» образовались за счет активного взаимодействия между остаточным пикробазальтовым расплавом и отделившимися от него флюидами, которые проникли по контакту к/з и т/з кристаллизующегося комплекса габбро-диорит – кварцевый монцодиорит [Куликова, Куликов, 2016 и ссылки в ней]. Ядра «вариолей» характеризуются высоким содержанием MgO и Fe_2O_3 и в редких случаях в них обнаруживаются включения пирита, хромита, халькопирита. В оболочке доминирует Na_2O. Для данного региона это первая находка следов природного флюида на контакте разных сред с отчетливым зональным строением и составом, отличающимся от матрицы. По данным [Ходоревская, 2006, с.5]: «..в эксперименте при температуре 700–750 °С и общем давлении 5 кбар смоделированы условия гранитизации метабазитов под влиянием однонаправленного потока кремнещелочных флюидов. Установлено, что на передовом фронте процесса происходит метасоматическая дебазификация, фельдшпатизация и окварцевание метабазитов (с повышением железистости амфибола и биотита), в тыловой зоне сменяющееся магматическим замещением дебазифицированных метабазитов гранитным расплавом». Привнос из коры нехарактерных для основных расплавов элементов и изменение последних в результате метасоматоза отмечен в работах [Мельник, Икконен, 2011], которые показали, что, в целом, кислые породы ВБ относятся к торийсодержащим. МАХ значения эффективной удельной активности (Аэфф) с учетом неопределенности измерений установлены для тоналитов – 540 Бк/кг и гранитизированных гнейсов – 430 Бк/кг. Во всех породах были обнаружены природные радионуклиды рядов 238U((0.1–1.4) × × 10–3 мас. %) и 232Th((0.3–3.9) × 10–3 мас. %), а также 40K (0.5–4.8 мас. %). МАХ содержания 238U(226Ra) характерны для неоархейских лейкогранитов, МАХ содержания 232Th – в тоналитах палеоархея и плагиомикроклиновых гранитах неоархея и гнейсах.

Полученные результаты настоятельно требуют ревизии ранее выполненных работ с целью уточнения терминологии – названий метаморфических пород (амфиболитов, плагиоамфиболовых гнейсов и др.), выполнения крупномасштабных геологических и детальных петрографических исследований на территории ВБ, а также проведения дополнительных геохронологических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Кучеровский Г.А. Формирование архейской коры древнего Водлозерского домена, Балтийский щит // Стратиграфия. Геологиеская корреляция. 2015, т. 23, № 2, с. 3-16.

История Земли в галактических и солнечных циклах / В.В. Куликова, В.С. Куликов, Я.В. Бычкова, А.Ю. Бычков. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 250 с.

Куликова В.В. Магматизм архейских зеленокаменных поясов юго-восточной окраины Балтийского щита: Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. М: ИГЕМ РАН, 1983. 26 с.

Куликова В.В. Волоцкая свита – стратотип нижнего архея Балтийского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1993. 250 с. 136.

Куликова В.В., Куликов В.С. О природе вариолей на контакте разновозрастных даек в центре Водлозерского блока (юго-восток Фенноскандинавского щита) //Труды XIII Всероссийской Ферсмановской научной сессии. Апатиты, 4-5 апреля 2016 г. / Гл. ред. Ю.Л. Войтеховский. Апатиты: Изд-во K & M, 2016. С. 100-104.

Левченков О.А., Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А. Геохронология Карельской гранит-зеленокаменной области //Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 63-72.

Мельник Н.А., Икконен П.В. Изучение радиационно-гигиенических характеристик типичных геологических объектов Водлозерского блока // Материалы Всероссийской конференции. Особо охраняемые природные территории в XXI в. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 194-198.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) // Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.

Петрохимические серии магматических пород // В.В. Куликова, В.С. Куликов, Я.В. Бычкова, А.Ю. Бычков. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. 114 с.

Ходоревская Л.И. Экспериментальное исследование гранитообразования по породам основного состава. Автореф. дис. … доктора геол.-мин. наук. М: ИЭМ РАН. Черноголовка. 2006. 41 с.

Lobach-Zhuchenko, S.B., Levchenkov, O.A., Chekulaev, V.P. and Krilov I.N. 1986. Geological evolution of the Karelian granite-greenstone terrain. Precambrian Res., 33: 45-65.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ КАРСКОГО БЛОКА

Курапов М.Ю., Ершова В.Б.*, Макарьев А.А.**, Макарьева Е.А.**, Худолей А.К.**

*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,
mikhail.kurapov@gmail.com
**Полярная Морская Геологоразведочная Экспедиция, Ломоносов, Россия

Арктика в связи с ее труднодоступностью является недостаточно изученной областью, а ее геологическая эволюция все еще богата множеством не решенных фундаментальных проблем. Одной из таких проблем является история тектонического развития Карского блока, включающего в себя Северный Таймыр и архипелаг Северная Земля.

Изучаемые массивы гранитоидов располагаются на юго-восточной оконечности острова Октябрьской Революции, входящего в состав архипелага Северная Земля (рис. 1). Петрографические исследования показали, что породы, слагающие массивы являются гранит-порфирами (проба 07208-1) и биотитовыми гранитами (проба 07208-2). В результате анализа геохимических данных гранитоиды были отнесены к пералюминиевым магнезиальным щелочно-известковым и известковым образованиям. Геохронологическое датирование U-Pb методом по циркону позволило установить позднеордовикский возраст кристаллизации массивов (около 457 млн лет). U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург).

Петро- геохимические особенности изученных ордовикских интрузий архипелага Северная Земля указывают на их формирование в островодужной обстановке. Это подтверждается отношением изотопов стронция в пробе 07208-1- $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70748$ (табл. 1), которое характерно для островных дуг [Notsu et al., 1990].

По результатам геохронологических исследований (рис. 2), на основании разницы между U-Pb изотопным возрастом по циркону и Ar-Ar по биотиту была рассчитана скорость остывания исследуемых массивов. Радиологические исследования Ar-Ar методом выполнены в ИГГиМ СО РАН. Методика измерений подробно описана в работе [Травин и др., 2009]. Для расчета была принята температура закрытия U-Pb системы в цирконе равная 900 °С и 330 °С для Ar-Ar системы в биотите [Hodges, 2004]. Результаты расчетов приведены в табл. 2. Проба 07208-1 отражает очень быстрое остывание массива, что наиболее вероятно связано с его внедрением на малой глубине (менее 5 км [Mao, 2000]). При петрографическом исследовании шлифа пробы 07208-2

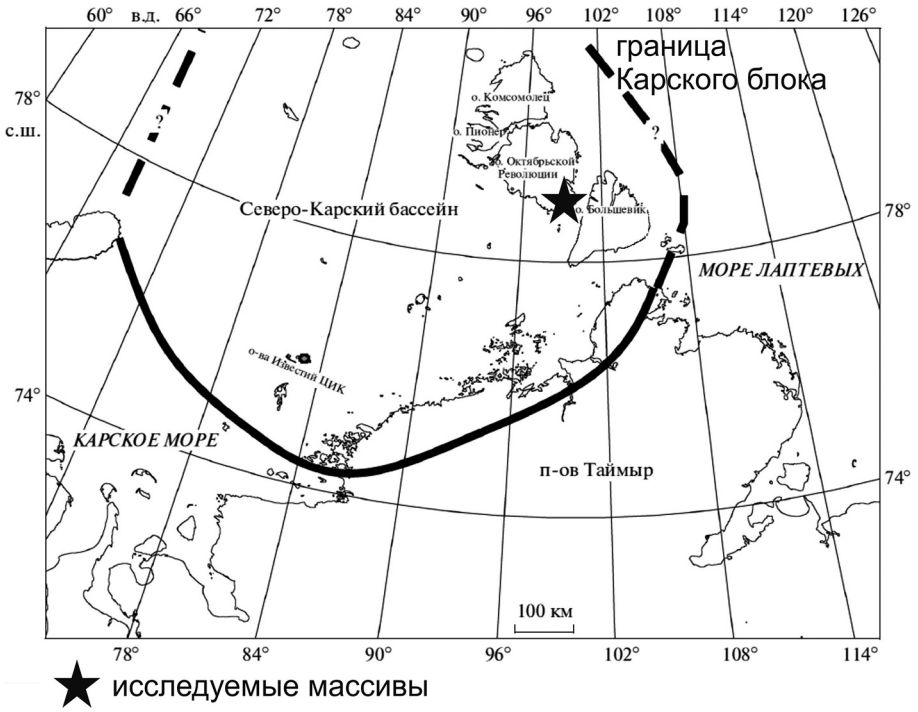


Рис. 1. Местоположение изученных массивов гранитоидов.

Таблица 1. Результаты изотопного анализа отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ гранитоидах ордовика

Образец	Возраст млн лет	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Err	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$
07208-1	457	7.58960	0.75690	5E-06	0.70748

Таблица 2. Расчет скорости остывания гранитоидов ордовика

№ пробы	Ar-Ar, млн лет	U-Pb, млн лет	ΔT, млн лет	Скорость остывания, °C Ma^{-1}
07208-1	453.5	457	3.5	162.9
07208-2	443.4	457	13.6	41.9

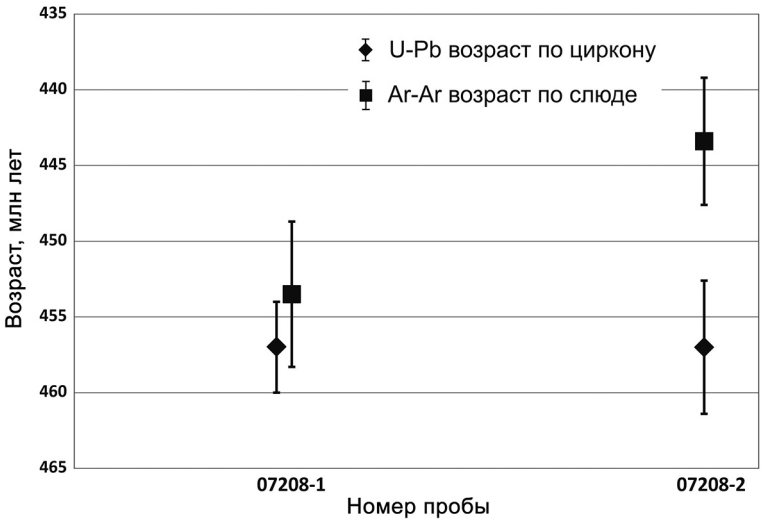


Рис. 2. Сравнение изотопных возрастов ордовикских интрузий, полученных по U-Pb датированию цирконов и Ar-Ar слюды.

была выявлена сильная метасоматическая переработка породы, которая привела к нарушению закрытости Ar-Ar системы. Это выражается в большей разнице изотопных возрастов, установленных по двум методам. И приводит к заниженным расчетным значениям скорости остывания.

Проявления раннепалеозойского магматизма широко известны в каледонидах Гренландии, Англии и Норвегии. Каледониды сформировались в результате закрытия океана Япетус между континентами Балтия и Лаврентия. Их сближение началось около 475 млн лет назад, что подтверждается возрастом гранитных массивов в Шотландии [Chew, 2013]. Основной этап коллизии происходил на рубеже 440–420 млн лет назад [Torsvik, 2001]. За этот длительный промежуток времени существовало несколько островных дуг у южного побережья Лаврентии [Augland et al., 2012, Stephenson et al., 2000; Chew, 2013]. Полученные нами данные позволяют уверенно коррелировать изученные гранитоиды острова Октябрьской Революции со средне- позднеордовикскими островодужными гранитоидами Гренландии, Англии и Норвегии [Augland et al., 2012; Stephenson et al., 2000; Chew, 2013].

Проведенные нами исследования ордовикских гранитоидов острова Октябрьской Революции позволяют заключить, что их образование связано с субдукционными событиями вдоль активной окраины океана Япетус.

Исследование поддержано грантом РНФ № 17-17-01171.

ЛИТЕРАТУРА

Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181-1199.

Augland L.E., Andresen A., Corfu F., Daviknes H.K. Restricted access Late Ordovician to Silurian ensialic magmatism in Liverpool Land, East Greenland: new evidence extending the northeastern branch of the continental Laurentian magmatic arc Cambridge University Press, 2012.

Chew D.M., Strachan R.A. The Laurentian Caledonides of Scotland and Ireland New Perspectives on the Caledonides of Scandinavia and Related Areas. Geological Society, London, Special Publications, 2013, 390 p.

Hodges K.V. Geochronology and thermochronology in orogenic system, in: Treatise on Geochemistry. Elsevier, Oxford, 2004, p. 263-292.

Mao J., Li Z., Zhao X., Chin. J. Geochemical characteristics, cooling history and mineralization significance of Zhangtiantang pluton in South Jiangxi Province, P.R. China. Chinese Journal of Geochemistry March 2010, Volume 29, Issue 1, p. 53-64.

Notsu K., Arakawa Y. and Kobayashi T. Strontium isotopic characteristics of arc volcanic rocks at the initial stage of subduction in western Japan. J. Volcanol. Geotherm. Res.1990, 40: p. 181-196.

Stephenson D., Bevins R.E., Millward D., Stone P., Parsons I., Highton A.J. & Wadsworth W.J., Caledonian Igneous Rocks of Great Britain, Geological Conservation Review Series, No. 17, Joint Nature Conservation Committee, Peterborough, 2000, 648 p.

Torsvik T.H., Rehnstron E.F. Cambrian palaeomagnetic data from Baltica: implications for true polar wander and Cambrian palaeogeography. Journal of the Geological Society, London, 2001, p. 321-329.

ТОПАЗОВЫЕ И ТУРМАЛИНОВЫЕ ГРАНИТЫ КОКЧЕТАВСКОЙ ГЛЫБЫ

Левин А.В., Летников Ф.А., Марчук М.В.

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

Среди магматических систем континентальной литосферы выделены в самостоятельную группу автономные флюидно-магматические системы. В ходе обобщения материалов по глубинным флюидно-магматическим системам в широком возрастном диапазоне от верхнего архея до кайнозоя четко выделяются два типа глубинных флюидно-магматических систем: глобальные и автономные. Глобальные – в преобладающей массе породообразующие мантийные глубинные высокотемпературные флюидные системы, под их воздействием в глобальных масштабах проходило выплавление значительных магматических масс, в мантии это преобладающие основные расплавы, а в коре магмы гранитоидного ряда. Как правило, глобальные магматические производные занимают в коре значительные объемы, и связанные с ними системы безрудны или слабо рудоносны. Рудоносные флюидные системы и флюидизированные магматические тела, как правило, связаны с наиболее глубинными подлитосферными астеносферными слоями континентальной литосферы, которые мы в отличие от глобальных флюидных систем относим к автономным. Автономные глубинные флюидные системы могут воздействовать на мантийные или коровые породные матрицы, из которых выплавлялись магмы различного состава: от кимберлитов, лампроитов, карбонатитов, ультраосновных щелочных пород в мантии; до кислых и ультракислых, щелочных (калиевых или натриевых) в земной коре. Эпизодически проявленные в коре автономные флюидные системы четко отличаются по составу. Особый интерес представляют автономные борсодержащие системы, где основным минералом бора является турмалин. Эти системы сформировались под воздействием борсодержащих флюидов на алюмосиликатную матрицу (расплав или раскристаллизованную породу).

Граниты с повышенными концентрациями бора (до 200 г/т) изучены на ряде гранитных массивов (Корнуолл, Горный Алтай, Прибайкалье) [Владимиров и др., 2007] и получили название эльваны. Верхняя граница содержаний бора в таких гранитах колеблется в достаточно широких пределах и отражает степень воздействия борсодержащих глубинных флюидов на гранитную матрицу. До сих пор породы данного типа были установлены в связи с гранитными массивами в виде дайковых комплексов завершающих магматический процесс. Нами впервые установлены породы типа эльванов среди бластомилонитов графит-алмазного месторождения Кумды-Коль (Северный Казахстан) [Левин и др., 2010]. Месторождение Кумды-Коль приурочено к зоне глубинного Чаглинского разлома в протерозойских породах. Само месторождение представлено бластомилонитами, которые подверглись воздействию глубинных высокоуглеродных флюидных систем, из которых в породах отлагались графит и в метастабильных условиях – тонкодисперсный алмаз. Судя по имеющимся данным это синтектонические или позднетектонические образования, поскольку в своем распределении и графит, и алмаз наследуют структуру бластомилонитов. После завершающего тектонического этапа, по сланцеватости бластомилонитов проникли бороносные глубинные флюиды, под воздействием которых происходило селективное плавление алюмосиликатных пород, представленных гнейсами и алюмосиликатными сланцами. По геохронологическим данным процесс образования алмазоносных пород, лежит в интервале 529–507 млн лет, а процесс образования турмалиновых гранитов находится в узком интервале 491.5 ± 4.9 млн лет.

Во внутриразломном пространстве, где локализована графит-алмазная минерализация, все породы рассланцованы и представлены тектонитами или метасоматитами, унаследовавшими структуру тектонических пород. В отличие от них турмалиновые граниты не рассланцованы и представлены массивными, кристаллическими породами с преобладающей гипидиоморфнозернистой структурой. Воздействие бороносного флюида на гранитную матрицу выражается в неравномерном проявлении гнезд крупнозернистого и пегматоидного облика. Кроме того флюиды воздействовали и на вмещающие породы, что выразилось в образовании турмалинсодержащих метасоматитов. Состав гранитов в значительной мере зависит от состава исходной алюмосиликатной матрицы, на которую воздействовали бороносные флюиды. Наиболее значимые колебания составов отмечены для SiO_2, Al_2O_3, $Fe_2O_3 + FeO$. Крайне неравномерно распределены K_2O и Na_2O. Содержание B_2O_3 варьирует в достаточно широких пределах млн. лет 0.18 млн лет 1.75 %, что отражает крайне неравномерное распределение турмалина в гранитах.

Исходя из данных ISP-MS анализов, были вычислены соотношения типоморфных элементов, Cr/V колеблются в основном от 1.2 до 3.2 и в двух пробах 10.4 и 13.5, халькофильных Ni/Co колеблется от 2.1 до 5.3 и в одном случае 11.5. Иными словами и для сидерофильных и халькофильных элементов порядок соотношения типоморфных элементов довольно близок. В равной мере это относится и к литофильным элементам:

Rb/Sr отношение варьирует в сравнительно узких пределах от 0.5 до 5, Zr/Hf от 25.9 до 34.8, Ta/Nb отношение от 0.02 до 0.2. Ba/Sr отношение изменяется в более широких пределах от 0.42 до 10. Но в целом значительных расхождений в отношениях этих типоморфных элементов нет, что указывает на высокую степень преобразования исходной матрицы и формирования собственного гранитного расплава с характерными геохимическими показателями. В еще большей мере это проявляется при сопоставлении нормированных спектров REE в турмалиновых гранитах.

Сопоставление полученных данных с таковыми для типичных эльванов однозначно указывает на то, что содержание редкоземельных элементов для эльванов на порядок выше. Если для эльванов связанных с гранитами характерен типичный европиевый минимум, то в нашем случае такая зависимость не выявляется, что еще раз подтверждает своеобразие условий, в которых формировались турмалиновые граниты. Также в пределах Кокчетавского блока нами впервые были обнаружены еще ряд небольших тел турмалиновыхгранитов.

Сергеевский массив расположен в северо-западной части Кокчетавской глыбы, около р. Ишим. Массив имеет округлые очертания, сложен мелкозернистыми альбитовыми гранитами, центральная часть сильно грейзенизирована, массив относят к крыккудукскому комплексу поздеордовикского возраста [Летников и др., 2009]. Среди акцессорных минералов преобладает турмалин.

Дайки турмалиновых гранитов мощностью до 50 см. Дайки находятся внутри пластины кварц-гранат-мусковитовых (фенгитовых) сланцев с будинами эклогитов вблизи оз. Большое Чебачье. Дайки гранитов залегают согласно со сланцами, но прорывают будины эклогитов. Граниты представляют из себя средне и мелкозернистые массивные породы с большим количеством видимого турмалина. Вмещающие породы интенсивно турмалинизированы, что, возможно, говорит о том, что дайки турмалиновых гранитов образовывались in situ под воздействием борсодержащего флюида на алюмосиликатную матрицу кварц-гранат-мусковитовых (фенгитовых) сланцев. Возраст мусковита из кварц-гранат-мусковитовых сланцев составляет 493 ± 5 млн лет.

Еще один массив расположен вблизи д. Энбек-Берлык и входит в состав Энбек-Берлыкского террейна для которой характерны высокоглиноземистые тонкозернистые гранат-кианит-силлиманит-биотитовые сланцы, содержащие будины эклогитов(?), гранатовых амфиболитов и коронитов (гранатовых амфиболитов с коронами граната вокруг плагиоклаза и на границе с пироксеном). По высокоглиноземистым сланцам под воздействием борсодержащего флюида выплавлялись небольшие порции гранитного расплава содержащие большое количество турмалина. Эти выплавки имеют размер до 20–30 см. в поперечнике и состоят из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, турмалина, апатита, мусковита, акцессорных минералов (монацит, ксенотим, циркон, рутил). По мусковиту, развивающемуся по гранат-кианит-силлиманитовому сланцу (содержащему датированный гранатовый амфиболит), получен возраст 478 ± 5 млн лет.

По предварительным данным, мы можем судить о том, что в период 493 млн лет 478 млн лет и 398 млн лет в пределах Кокчетавской глыбы на алюмосиликатные породы воздействовали глубинные флюидные системы, преимущественно борного и фторного составов, которые привели к выплавкам небольших тел турмалин и топазсодержащих гранитов.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (17-05-00819)

ЛИТЕРАТУРА

Владимиров А.Г., Анникова И. Ю., Антипин В.С. Онгонит-эльвановый магматизм Южной Сибири // Литосфера. 2007. № 4. С. 21-40.

Левин А.В., Летникова А.Ф. Турмалиновые граниты графит-алмазного месторождения Кумды-Коль // ДАН. 2010. Т. 435. № 5. С. 663-666.

Летников Ф.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е., Левченко О.А., Шершаков М.М, Шершаков А.В., Ризванова Н.Г., Макеев А.Ф.,Толкачев М.Д. Позднеордовикские гранитоиды Северного Казахстана: UPB-возраст и тектоническое положение // ДАН. 2009. Т. 424. № 2. С. 222-226.

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ ТИХОГО ОКЕАНА (ОХОТСКОГО, ЯПОНСКОГО, ФИЛИПИНСКОГО)

Леликов Е.П.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия, lelikov@poi.dvo.ru

Граниты играют важную роль в строении окраинных морей Тихого океана. В этих морях развиты структуры с различной мощностью, составом и степенью зрелости земной коры, что делает их уникальным объектом для изучения гранитоидного магматизма, выяснения его роли в формировании морских структур и в определении степени влияния на исходный магматический расплав элементов земной коры. Формирование структур Японского и Охотского морей происходило в течение двух крупных этапов. Первый докайнозойский связан с формированием геологического фундамента, в течение которого современные подводные блоки развивались как единое целое со структурами окружающей суши, и магматизм которого предшествовал образованию впадин этих морей. Второй, кайнозойский этап тесно связан с раскрытием впадин этих морей, проявлением разновозрастного вулканизма, и сопровождал процессы деструкции континентальной коры. Гранитоидные комплексы формировались в течение первого этапа.

На основании петрогеохимической классификации [Таусон, 1977], интрузивные породы Японского, Охотского и Филиппинского морей подразделяются на три генетических класса: ультраметаморфогенные, палингенно-анатектоидные и дифференциаты магм среднего и основного состава, среди которых выделяются гранитоиды нескольких формационно-геохимических типов [Леликов, Маляренко, 1994] (табл. 1).

Ультраметаморфогенные и палингенно-анатектоидные гранитоиды установлены только Японском море. Первые входят в составе архейско-раннепротерозойского метаморфического комплекса (2727–1983 млн лет) и представлены мигматитами и гнейсо-гранитами. Эти породы сформировались в результате анатексиса, связанного с ультраметаморфогенным преобразованием вулканогенно-осадочных толщ в среднеглубинных условиях амфиболитовой фации при Т – 560–670 °С и Р – 5.0–7.0 кбар. Палингенно-анатектоидные гранитоиды подразделяются на известково-щелочные и плюмазитовые. Известково-щелочные породы образуют несколько возрастных комплексов: среднепалеозойский, раннемеловой и позднемеловой, а плюмазитовые – позднемеловой.

Среднепалеозойские (352 млн лет) гранитоиды формируют крупные батолиты в пределах Восточно-Корейской возвышенности (200 × 70 км) и представлены биотитовыми и лейкократовыми гранитами, реже гранодиоритами, кварцевыми сиенитами и пегматитами. Эти породы отнесятся к группе палингенных грани-

Таблица 1. Классификация гранитоидов окраинных морей Тихого океана

Генетический класс	Формационно-геохимический тип	Море, структура	Возрастной комплекс
Ультраметаморфогенный		Японское, возвышенности: Криштофовича, Восточно-Корейская	Архейско-раннепротерозойский
Палингенно-анатектоидный	Палингеные известково-щелочного ряда Плюмазитовые	Японское, возвышенности: Восточно-Корейская, Криштофовича, Гэбасс, материковый склон Приморья Материковый склон Приморья	Среднепалеозойский Раннемеловой Позднемеловой Позднемеловой
Дифференциаты магм	Андезитового (островодужного) ряда	Японское, возвышенности: Ямато Ямато, Ямато, Витязя, Алпатова Охотское, возвышенности: Академии наук, Океанологии, Кашеварова и Ионы, склон Сахалина Филиппинское: южная часть хребта Кюсю-Палау	Позднепротерозойский Позднепалеозойский Позднемеловой Меловой Кайнозойский (раннеолигоценовый)
основного и	Базальтового толеитового (океанического) ряда	Филиппинское, южная часть хребта Кюсю-Палау	Позднемезозойский
среднего состава	Базальтового толеитового (островодужного) ряда	Филиппинское, северная часть хребта Кюсю-Палау, горы Комахаси-Дайни	Кайнозойский (палеогеновый)

тов формации гранитных батолитов, которые сформировались в пределах абиссальной фации из магмы с высоким содержанием водной фазы при сравнительно низкой температуре T – 550–660 °C. Им свойственны высокие концентрации легких редкоземельных элементов (LREE) и низкие – тяжелых (HREE). Это выражается в высоких значениях соотношений $(La/Sm)_N$ – 3.58–6.93 и $(La/Yb)_N$ – 18.35–50.88 и четко выраженная отрицательная Eu аномалия (Eu/Eu* = 0.83–0.54). На дискриминационных диаграммах «Y–Nb» и «Rb–(Y + Nb)» [Pearce et al., 1984] фигуративные точки этих пород располагаются в поле синколлизионных гранитоидов.

Раннемеловые гранитоиды (110–102 млн лет) установлены на возвышенностях Гэбасс и Криштофовича, где они формируют крупный (2000 кв. км) массив, сложенный биотитовыми и лейкократовыми гранитами, при подчиненном количестве диоритов, гранодиоритов. Породы этого комплекса сформировались в мезоабиссальных условиях при T – 560–650 °C и P – 4.1–5.3 кбар. На диаграммах «K/Rb–Rb» и «K–Rb» их фигуративные точки группируются на границе полей пород корового генезиса и пород с глубинным источником вещества, а на диаграммах «Y–Nb» и «Rb–(Y + Nb)» – в поле синколлизионных гранитоидов.

Позднемеловые гранитоиды (98–58 млн лет) развиты на материковом склоне залива Петра Великого и банке Зубр, где они представлены биотит-роговообманковыми гранитами, а также лейкогранитами и кварцевыми сиенитами. Породы относятся к гипабиссальным палингенным известково-щелочным образованиям, сформировавшимися при T – 720 °C и P – 1.1 кбар.

Гранитоиды плюмазитового типа *позднемелового* комплекса (79–58 млн лет) установлены на материковом склоне Юго-Восточного Приморья. Они слагают массив, обнажающийся на глубине 550–2200 м и сложенный крупнозернистыми лейкократовыми гранитами в центре и мелкозернистыми – в апикальных частях. От центра к краям массива в породах происходит увеличение концентраций Rb – до 147–260 г/т, Pb – до 31–47 г/т, Sn – до 6–14 г/т, Nb – 11–15 г/т. По отношению Na/K (0.55–0.87) гранитоиды комплекса относятся к кали-натровой серии, кристаллизация которых происходила в гипабиссальных условиях при T – 550–650 °C из магмы, насыщенной летучими компонентами.

Дифференциаты магм основного и среднего состава встречаются в пределах всех морей.

Японское море. *Позднепротерозойский* комплекс представлен кварцевыми диоритами, сиенитами, гранодиоритами и гранитами Южного Ямато, а также габбро Северного Ямато.

Позднепалеозойский комплекс (332–181 млн лет) установлен на возвышенности Ямато, где он слагает массив протяженностью 200 км и представленный породами известково-щелочной и субщелочной серии. В состав первой входят кварцевые диориты, гранодиориты, граниты и лейкограниты, в состав второй – кварцевые монцониты и субщелочные граниты. Кристаллизация всех этих пород происходила при T – 590–660 °C в пограничной области абиссальной и мезоабиссальной фации. Они относятся к образованиям активных континентальных окраин (VAG). В породах обеих серий наблюдается резко фракционированный спектр распределения редкоземельных элементов – REE. Но в субщелочных разностях он выражен наиболее четко, что отражается в более высоких значениях отношений $(La/Sm)_N$ – 4.14–6.64 и $(La/Yb)_N$ – 14.44–40.32 по сравнению с известково-щелочными породами: $(La/Sm)_N$ – 1.77–3.22 и $(La/Yb)_N$ – 3.64–7.70. Всем гранитоидам свойственна четко выраженная отрицательная Eu аномалия, более ярко выраженная в субщелочных разностях (Eu/Eu* = = 0.79–0.63), чем в породах нормальной щелочности (Eu/Eu* = 0.43–0.38).

Позднемеловые гранитоиды возвышенностей Витязя, Алпатова и Южного Ямато образуют небольшие штокообразные тела, сложенные гранодиоритами и кварцевыми диоритами, реже гранитами. По отношению Na/K (1.2–3.1) эти породы можно отнести к калий-натровой серии, кристаллизация которых происходила в гипабиссальных условиях при T – около 800 °C.

В Охотском море широким распространением пользуются гранитоиды *ранне- и позднемелового* (138–69 млн лет) возраста [Леликов, Маляренко, 1994], представленные кварцевыми диоритами, гранодиоритами и гранитами, реже встречаются габбро, габбро-диабазы, диориты и монциониты. Формирование этих пород происходило при T – 700–730 °C и P – 0.25–2.32 кбар. Все они относятся к калий-натровой серии и характеризуются многими общими химическими чертами. Диаграмма распределения REE демонстрирует четко фракционированный спектр с накоплением LREE, особенно в гранитах, в которых значения соотношений $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ достигают соответственно 6.24 и 18.91. А в габбро и диоритах они снижаются: $(La/Sm)_N$ – до 1.44–1.94 и $(La/Yb)_N$ – 2.39–3.14.

В Филиппинском море интрузивные породы имеют ограниченное распространение. *Позднемезозойские* (125–87 млн лет) плагиограниты и диориты установлены в южной части хребта Кюсю-Палау в составе метаморфического комплекса в виде даек и мелких штокообразных тел. Они являются дифференциатами базальтовой толеитовой магмы океанического ряда и аналогичны образованиям офиолитовых комплексов. Породы характеризуются в основном низкой или средней щелочностью (1.98–3.86 %) и весьма низкими содержаниями K_2O (0.06–0.25 %). На диаграмме «K-t» [Пискунов, 1987] они, совместно с океаническими плагиогранита-

ми офиолитовых комплексов, располагаются в поле магматических пород океанов, а на диаграммах «Rb–Sr» и «Ba–Sr» группируются вблизи среднего состава океанических толеитов (Rb – 2 г/т, Sr – 124 г/т, Ba – 36 г/т).

Производными базальтовой (толеитовой) магмы островодужного ряда являются кайнозойские породы, обнаруженные на структурах северной части моря и представленные *эоценовыми* (48.5 млн лет) диоритами хребта Дайто и гранитоидами горы Минами-Кохо, а также *эоцен-олигоценовыми* (42.7–26.2 млн лет) кварцевыми диоритами, тоналитами, гранодиоритами, трондъемитами и плагиогранитами горы Комахаси-Дайни. Последние, отличаются от пород других структур более высокими содержаниями крупноионых литофильных элементов (LILE): Rb (9 г/т), Sr (170 г/т) и Ba (154 г/т), а также ряда высокозарядных элементов (HFSE) – Zr (110 г/т).

Раннеолигоценовые (31.5–34.0 млн лет) габбро, габбро-диориты, диориты, тоналиты, трондъемиты, плагиограниты [Леликов, Маляренко, 1994], андезитового (островодужного) ряда установлены на южном отрезке хребта Кюсю-Палау. Они характеризуются наличием ортопироксенов и повышенными содержаниями K_2O (до 1.36 %). На диаграммах «Rb-Sr» и «Ba-Sr» их фигуративные точки группируются в области среднего состава известково-щелочной островодужной магмы при содержаниях Rb – 12 г/т, Sr – 286 г/т, Ba – 307 г/т и Zr – 59 г/т.

Гранитоиды окраинных морей представлены образованиями семи возрастных комплексов, которые охватывают длительный период геологического развития этих структур от архея до кайнозя. Они подразделяются на два больших класса: дифференциаты мантийных и мантийно-коровых магм и производные магмы корового генезиса. Они различаются содержанием и соотношением щелочей, в первую очередь, K, а также Rb, Sr, Ba. В палингенных гранитах калий преобладает над натрием и они относятся к высоко калиевым известково-щелочным образованиям в отличие от производных андезитовой магмы – известково-щелочных пород. Первые характеризуются более высоким содержанием Rb, Ba. Охотоморские породы отличаются повышенным содержанием Sr и более низкой концентрации Ba (Ba/Sr –1.1). Наблюдается также различия в геохимических особенностях гранитоидов одного генезиса (производных андезитовой магмы) Ямато и Охотского моря. Первым свойственно более высокие содержание щелочей, в частности K, Rb, Ba и Ba/Sr отношение, четче выражено фракционирование редкоземельных элементов и отрицательная европиевая аномалия. Это связано с особенностями состава геологического фундамента этих морей, который оказывал существенное влияние на геохимическую специфику магматических расплавов. Структуры Японского моря развивались на глубоко переработанной коре древнего докембрийского заложения в отличие от палеозойского энсиматического фундамента Охотского моря. Но наиболее четкие геохимические особенности установлены для гранитоидов Филиппинского моря, структуры которого развивались на мафической коре океанического типа (мощностью 5–6 км), и магматизм в котором приводил к наращиванию коры (до 15 км) под вулканическими хребтами.

ЛИТЕРАТУРА

Леликов Е.П., Маляренко А.Н. Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана. Владивосток. Дальнаука, 1994. 268 с.

Пискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 238 с.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element distribution diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. Part 4. P. 956-983.

GRANITOID MAGMATISM OF THE PACIFIC SEAS OF THE PACIFIC OCEAN (OKHOTSK, JAPANESE, PHILIPPINE SEAS)

Lelikov E.P.

V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia, lelikov@poi.dvo.ru

Granites play an important role in the structure of the marginal seas of the Pacific Ocean. In these seas, structures with different thickness, composition, and maturity of the earth's crust are developed, which makes them a unique object for studying granitoid magmatism, elucidating its role in the formation of marine structures and in determining the degree of influence on the initial magmatic melt of the elements of the earth's crust. Formation of the structures of the Sea of Japan and the Sea of Okhotsk took place during two major stages. The first Pre- Cenozoic is associated with

the formation of a geological base, during which modern underwater blocks developed as a whole with the structures of the surrounding land, and the magmatism of which preceded the formation of the depressions of these seas. The second, Cenozoic stage is closely connected with the opening of the depressions of these seas, the manifestation of an age-old volcanism, and accompanied the processes of destruction of the continental crust. Granitoid complexes were formed during the first stage.

Based on petrogeochemical classification [Tauson, 1977], the intrusive rocks of the Japanese, Okhotsk and Philippine seas are divided into three genetic classes: ultrametamorphogenic, palingen-anatectoid and differentiate magmas of medium and basic composition, among which granitoids of several formation-geochemical types are distinguished [Lelikov, Malyarenko, 1994] (Table 1).

Ultrametamorphogenic and palingenic-anatectoid granitoids are found only in the Sea of Japan. The first are part of the Archean-Early Proterozoic metamorphic complex (2727–1983 Ma) and are represented by migmatites and gneiss granites. These rocks were formed as a result of anatexis related to the ultrametamorphogenic transformation of volcanic-sedimentary series in the mid-depth conditions of the amphibolite facies at T = 560–670 °C and P = 5.0–7.0 kbar. Palingenic- anatectoid granitoids are divided into the rocks of the calc-alkaline and plumazite types. Calc-alkaline rocks form several age complexes: Middle Paleozoic, Early Cretaceous and Late Cretaceous, and plumazite – late Cretaceous.

The Middle Paleozoic (352 Ma) granitoids form large batholiths within the East Korean Plateau (200 × 70 km) and are represented by biotite and leucocratic granites, rare are the granodiorites, quartz syenites and pegmatites. These rocks will be related to the group of palingen granites of the granitic batholith formation that formed within the abyssal facies of the magma with a high water phase content at a relatively low temperature of 550–660 °C. They are characterized by high concentrations of light rare earth elements (LREE) and low – heavy (HREE). This is expressed in high values of the ratios (La/Sm) N = 3.58–6.93 and (La/Yb) N = 18.35–50.88 and characterized negative Eu anomaly (Eu/Eu * = 0.83–0.54). On the discriminating diagrams "Y–Nb" and "Rb–(Y + Nb)" [Pearce et al., 1984], figurative points of these rocks are located in the field of syncollision granitoids.

The Early Cretaceous granitoids (110–102 Ma) are located on the of Gabass Rise and Krishtofovich Rise, where they form a large (2000 sq. km.). Massif composed of biotite and leucocratic granites, with a subordinate amount of diorites and granodiorites. The rocks of this complex were formed under mesoabyssal conditions at T = 560–650 °C and P – 4.1–5.3 kbar. On the diagrams "K/Rb–Rb" and "K–Rb" their figurative points are grouped on the boundary of the rocks of the crustal genesis and rocks with the abyssal source of matter, and on the diagrams "Y–Nb" and "Rb–(Y + Nb)" – in the field of syncollision granitoids.

Late Cretaceous granitoids (98–58 Ma) are developed on the continental slope of Peter the Great Bay and Zubr Bank, where they are represented by biotite-hornblende granites, as well as leucogranites and quartz syenites. The rocks belong to the hypabyssal paling lime-alkaline formations formed at T = 720 °C and P = 1.1 kbar.

Table 1. Classification of the granitoid of the marginal seas of the Pacific Ocean

Genetic classes	Formation-geochemical types	Sea, structure	Age of complex
Ultrametam orphogenice		Japan Sea, Rises: the Krishtofovich, East-Korean	Archean-Early Proterozoic
Palingenic-anatectoidal	Palingenic calcalkaline type	Japan Sea, Rises: East-Korean the Krishtofovich, Gabass Continental slope of the Southern Primorye	 Middle Paleozoic Early Cretaceous Late Cretaceous
	Plumasite type	Continental slope of the Southern Primorye	Late Cretaceous
Differentiates of the magma of the basic and intermediate composition	Andesite series	Japan Sea, Rises: Yamato, Yamato, Yamato, Vityaz, Alpatov Sea of Okhotsk, Rises: Akademiya Nauk, Institut okeanologii Kashevarov and Iona Banks, slope of the Sakhalin Island Philippine Sea: central part of the Kyushu-Palau Ridge	Late Proterozoic Late Paleozoic Late Cretaceous Cretaceous Cenozoic (Oligocene)
	Tholeiitic oceanic series Tholeiite island arc series	Philippine Sea, southern part of the Kyushu-Palau Ridge Philippine Sea: the central part of the KyushuPalau Ridge, Komahashi-Daini Seamount	Mesozoic Cenozoic

Granites of the plumazite type of the *Late Cretaceous complex* (79–58 Ma) are established on the continental slope of the South-Eastern Primorye. They form an array that is exposed at a depth of 550–2200 m and is composed of coarse-grained leucocratic granites in the center and smaill-grained granites in the apical parts. From the center to the edges of the massif in the rocks there is an increase in the concentrations of Rb – up to 147–260, Pb – up to 31–47, Sn – up to 6–14, Nb – 11–15 g/t. With respect to Na/K (0.55–0.87), the granitoids of the complex belong to the potassium-nitric series, the crystallization of which occurred under hypabyssal conditions at T = 550–650 °C from magma saturated with volatile components.

The differentiations of magmas of basic and average composition are found within all seas.

Japanese Sea. *The Late Proterozoic complex* is represented by quartz diorites, syenites, granodiorites and granites of Southern Yamato, as well as gabbro of Northern Yamato.

The Late Paleozoic complex (332–181 Ma) is located on the Yamato Rise, as the massive stretching for 200 km in length and is represented by rocks of calc-alkaline and sub-alkaline series. The structure of the first includes quartz diorites, granodiorites, granites and leucogranites, the second group includes quartz monzonites and sub-alkaline granites. The crystallization of all these rocks occurred at T = 590–660 °C in the boundary region of the abyssal and meso-abyssal facies. They refer to formations of active continental margins (VAG). In the rocks of both series there is a sharply fractionated distribution spectrum of rare-earth elements – REE. But in sub-alkaline varieties it is expressed most clearly, which is reflected in higher values of the ratios (La/Sm) N = 4.14–6.64 and (La/Yb) N = 14.44–40.32 in comparison with the calc- alkaline rocks: (La/Sm) N – 1.77–3.22 and (La/Yb) N – 3.64–7.70. All granitoids characterized negative Eu anomaly, more pronounced in subalkaline differences (Eu/Eu* = 0.79–0.63) than in rocks of normal alkalinity (Eu/ Eu* = 0.43–0.38).

Late Cretaceous granitoids of the heights of Vityaz, Alpatov and Southern Yamato form small rod-shaped bodies composed of granodiorites and quartz diorites, less often granites. With respect to Na/K (1.2–3.1), these rocks can be attributed to the potassium-sodium series, the crystallization of which occurred under hypabyssal conditions at T = = about 800 °C.

In the Sea of Okhotsk granitoids of early and *late Cretaceous age* (138–69 Ma) are widely used (Lelikov, Malyarenko, 1994), represented by quartz diorites, granodiorites and granites, gabbro, gabbro-diabase, diorite and monzonite are less common. The formation of these rocks occurred at T = 700–730 °C and P – 0.25–2.32 kbar. All of them belong to the potassium-sodium series and are characterized by many common chemical features. The REE distribution diagram shows a clearly fractionated spectrum with accumulation of LREE, especially in granites in which the values of the ratios (La/Sm) N and (La/Yb) N reach 6.24 and 18.91, respectively. And in gabbro and diorite they decrease: (La/Sm) N – up to 1.44–1.94 and (La/Yb) N – 2.39–3.14.

In the Philippine Sea, intrusive rocks are of limited distribution. *Late Mesozoic* (125–87 Ma) plagiogranites and diorites are found in the southern part of the Kyushu-Palau Ridge as part of a metamorphic complex in the form of dikes and small stocks. They are the differentiates of the basaltic tholeiitic magma of the oceanic series and are analogous to the formations of ophiolite complexes. The rocks are characterized mainly by low or medium alkalinity (1.98–3.86 %) and very low K_2O (0.06–0.25 %). In the diagram "K-t" [Piskunov, 1987] they, together with the oceanic plagiogranites of ophiolite complexes, are located in the field of igneous rocks of the oceans, and on the diagrams "Rb-Sr" and "Ba-Sr" are grouped near the average composition of oceanic tholeiites (Rb – 2, Sr – 124, Ba – 36 g/t).

The Cenozoic rocks found on the structures of the northern part of the sea and represented by the Eocene (48.5 Ma) diorites of the Daito Ridge and the granitoids of the Minami-Koho mountain, and also *the Eocene-Oligocene ones* (42.7–26 Ma), are the derivatives of the basaltic (tholeiitic) magma of the island arc series with quartz diorites, tonalites, granodiorites, trondhjemites and plagiogranites of the Komahashi-Daini mountain. The latter differ from the rocks of other structures by the higher content of coarse lithophile elements (LILE): Rb (9 g/t), Sr (170 g/t) and Ba (154 g/t), and a number of high-charge elements (HFSE) Zr (110 g/t).

The Early Oligocene (31.5–34.0 Ma) gabbros, gabbro-diorites, diorites, tonalites, trondhjemites, plagiogranites [Lelikov, Malyarenko, 1994], andesite (island arc) series are established on the southern segment of the Kyushu-Palau Ridge. They are characterized by the presence of orthopyroxenes and elevated K_2O contents (up to 1.36 %). In the diagrams of "Rb-Sr" and "Ba-Sr" their figurative points are grouped in the place of the average composition of calc-alkaline island-arc magma at Rb – 12, Sr – 286, Ba – 307 and Zr – 59 g/t.

The granitoids of the marginal seas are represented by the formations of seven age complexes, which cover a long period of geological development of these structures from the Archean to the Cainozoic. They are subdivided into two large classes: the differentiations of mantle and mantle-crustal magmas and the derivatives of magma of crustal genesis. They differ in the content and ratio of alkalis, primarily K, and also Rb, Sr, Ba. In palingenic granites, potassium predominates over sodium and they belong to high potassium calc-alkaline formations, in contrast to the derivatives of andesite magma – calc-alkaline rocks. The former are characterized by a higher content of Rb, Ba. The

Okhotsk Sea rocks have an elevated Sr content and a lower Ba (Ba/Sr –1.1) concentration. There are also differences in the geochemical features of granitoids of the same genesis (derivatives of andesite magma) of Yamato and the Sea of Okhotsk. The first is characterized by higher alkali content, in particular K, Rb, Ba and Ba/Sr ratio, the fractionation of rare earth elements and negative europium anomaly are more clearly expressed. This is due to the peculiarities of the composition of the geological basement of these seas, which had a significant effect on the geochemical specificity of magmatic melts. The structures of the Sea of Japan developed on the deeply reworked bark of the ancient Precambrian deposit, in contrast to the Paleozoic Enzymatic Foundation of the Sea of Okhotsk. But the most distinct geochemical features were established for the granitoids of the Philippine Sea, the structures of which developed on a mafic oceanic crust (5–6 km thick), and magmatism in which led to a buildup of crust (up to 15 km) under volcanic ridges.

REFERENCES

Lelikov E.P., Malyarenko A.N. 1994. Granitoid magmatism of the marginal seas of the Pacific Ocean. Vladivostok. Dal'nauka. 268 p.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element distribution diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. Part 4. P. 956-983.

Piskunov B.N. Geological-petrological specificity of the island arc volcanism. M.: Nauka. 1987. 238 p.

Tauson L.V. Geochemical types and potential ore-bearing content of granitoids. M.: Nauka. 1977. 280 p.

THE ROLE OF MANTLE AND THE ANCIENT CONTINENTAL CRUST IN THE GENERATION OF NEOPROTEROZOIC POST-COLLISIONAL HIGH-K CALC-ALKALINE AND ALKALINE GRANITES OF THE ARABIAN-NUBIAN SHIELD

Litvinovsky B.A.

Department of Geological and Environmental sciences, Ben-Gurion University of the Negev,
P.O. Box 653, Beer-Sheva 84105, Israel, borisl@bgu.ac.il; litboris@gmail.com

1. The Arabian-Nubian Shield (ANS), occupying about 1500,000 km^2, formed mostly by accretion of oceanic island arc terranes that evolved and accreted during a time interval of ~1000 – 640 Ma. Meso- and Paleo-Proterozoic crustal terranes, localized only in southeastern part of the Shield, constitute <10 % of its territory. Any evidence of ancient continental crust presence within the rest 90 % is not found.

2. Island arc terranes were subjected to various deformations, metamorphism, partial melting accompanied by igneous activity during subduction and accretion in the process of Western and Eastern Gondwana collision. The final Cryogenian-Ediacaran orogenesis occurred 650–620 Ma. This resulted in formation of juvenile crust with radiogenic and stable isotope characteristics typical of oceanic mantle [I(Sr) = 0.7028–0.7045; $\varepsilon(Nd)_T$ = 3…7; $\delta^{18}O_{(Zrn)}$ = 5.7–5.8] and the model age T_{DM} = 700–1000 Ma comparable with the U-Pb zircon ages of metaigneous rocks [Stern, 2002, 2009; Hargrove et al., 2006; Liégeois, Stern, 2009; Eyal et al., 2010; Be'eri-Shlevin et al., 2009]. The Shield is flanked by pre-Neoproterozoic continental crust; geochronology and radiogenic isotope compositions readily identify such tracts.

3. Postorogenic (post-collisional and within-plate) magmatic activity was widely manifested throughout the ANS. High-K calc-alkaline granitoids (635–600 Ma) followed, with significant time overlap, by alkaline-peralkaline granites (620–580 Ma) occupy >35 % of the ANS territory [Johnson et al., 2011]. The overwhelming majority of granitoids is undeformed and unmetamorphosed; they make up plutons and batholiths intruded earlier island arc metaigneous and metasedimentary rocks. The mafic rocks emplaced at post-collisional and within-plate stages are high-K calc-alkaline gabbroids and rocks of shoshonitic series, correspondingly, both enriched in alkalis and HFSE.

4. Isotope data for the calc-alkaline and alkaline-peralkaline granitoids are similar to those characteristic of deformed and metamorphosed rocks of the island arc juvenile crust with mantle isotope markers. Of total >2500 studied zircon grains from the ANS rocks, only about 5 % are older than 880 Ma, most of them in volcanic rocks, mafic and silicic. The older zircon xenocrysts are likely resided in the mantle and were entrained when this mantle was melted to form juvenile ANS crust [Stern et al., 2010]. Radiogenic and stable isotope data, along with zircon geochronology, suggest that the source of the Ediacaranean postorogenic granite magmas in the ANS was either juvenile crust or mantle (or both).

5. The juvenile crust, during 300–350 Myr of its evolution at the island arc and orogenic stages, was subjected to high differentiation. This was manifested, in particular, in the enrichment of upper crust in metaigneous silica-rich igneous rocks. Since the average composition of the island arc crust is considered andesitic [Jagoutz, Shmidt, 2013 and ref. therein], it is highly probable that by the time of the onset of voluminous post-collisional silicic magma generation (640–630 Ma) the middle and lower crust of the ANS was dominated by basic and andesitic rocks (gabbro and diorite).

6. Although the crustal source was impoverished in granitophyle elements due to crust differentiation, its partial melting could produce considerable amount of silicic magma. Experimental data showed that partial melting of basalt with <53 wt % SiO_2 and K_2O ≥1.2 wt % can produce 18–25 wt % of granite melt with 3.5–4 wt % K_2O [Sisson et al., 2005]. If the source is andesitic, the proportion of silicic partial melt is even higher. Hence the partial melting model of lower and middle juvenile crust can explain large volumes of Ediacaranean post-collisional and within-plate potassium-rich granitoids in the ANS (>35 % of the total territory) and mantle-like isotope characteristics of the granitoids.

7. It follows from the above data that *the whole cycle of the ANS evolution lasted for about 0.5 billion years (~1000 to 580 Ma) and comprised successive stages of pure mantle material transformation, from the island arc and accretion stages to orogenesis, then to post-collisional magmatism that resulted in formation of voluminous high-K calc-alkaline and alkaline-peralkaline granites with related mafic rocks. The contribution of pre-Neoproterozoic continental crust was minor if any. Thus, the role of ancient continental crust as mandatory source of voluminous postorogenic silicic magmas should be reconsidered.*

8. The Late Neoproterozoic high-K calc-alkaline granite batholiths of the ANS are synchronous with voluminous granitoids of the same types that are widespread in different regions of Africa (the Pan-African granites) forming large granite belts superimposed on terranes with various types of the crust: ancient cratonic, subducted and escaped

cratonic, reworked to different extent. In particular, such granites are abundant throughout the North Africa with very distinct prehistory of crust: in the Tuareg shield and other parts of the Saharan Metacraton, in the Western African Craton, in Southern Irumide Belt located between the Zimbabwe, Tanzania and W. African cratons [Liégeois et al., 1998; 2013 and ref. therein]. In so doing, main mineral and chemical features of K-rich calc-alkaline and alkaline-peralkaline granites that were emplaced in the cratonic and metacratonic setting are very similar to those in the ANS. Distinctions from the synchronous ANS granites are commonly exhibited mostly in radiogenic isotope data (in the granites from cratonic provinces they are characteristic of ancient continental crust), as well as in presence of zircon xenocrysts with Archean to Paleo-Mesoproterozoic age.

9. Both high-K calc-alkaline and alkaline-peralkaline granites are widely known throughout the world. They are characteristic of post-collisional and intracontinental setting, respectively [Bonin, 2007; Eyal et al., 2010; Litvinovsky et al., 2011; Kovach et al., 2012; Yarmolyuk et al., 2016]. Their main specific chemical features do not depend on the composition, age and structure of continental crust, as well as on the age of granite itself. Alkaline-peralkaline granites are referred to as typical A-type granites. High-K calc-alkaline granite is considered as a separate sub-type within the I-type granite since long ago [e.g., Black, Liégeous, 1993]; it is distinguished from other I-type granites mostly by higher K_2O and HFSE including REE.

10. A-type granite-quartz syenite magmas, judging from the massive isotope data published during last decades (whole-rock Rb-Sr, Sm-Nd, as well as $\delta^{18}O$ and Hf isotopes in zircon), were generated in the lower crust from the mantle-derived K-rich monzonitic-monzogabbro sources, either by partial melting of rocks or by fractional crystallization of monzogabbro/shoshonitic magmas [Liégeois et al., 1998; Bonin, 2004; 2007; Jahn et al., 2009; Litvinovsky et al., 2011]. A number of reasons supporting the partial melting model were suggested [Litvinovsky et al., 2015].

11. High-K calc-alkaline post-collisional granites commonly form large batholiths, some of them are few millions of cubic kilometers in volume [Liégeois et al., 1998; Litvinovsky et al., 2011; Yarmolyuk et al., 2016]; so their crustal source is the most plausible. Even in the ANS where juvenile middle and lower crust was andesitic-basaltic, these granites occupy about 30 % of total territory. However, similarity of chemical and mineral composition of this granite type is retained regardless significant distinctions in the assumed crustal source (see above, points 5 and 8). This suggests that the magma generation model should include an additional factor that controlled composition of silicic magmas formed by the source rock partial melting. To account for this phenomenon, the model of partial melting accompanied by a limited influx of mobile elements was suggested [Litvinovsky and Podladchikov, 1993]. According to the model, the mafic magma, underplated/ intraplated the crust, is a source not of heat only, but also of some elements, first of all fluids, alkalis and related trace elements. The fluid-element influx is not excessive; no independent fluid water phase appeared in the magma. Convective diffusion is assumed to be the dominant mechanism of volatile transport within the silicic melt. The mechanism increases the influx by several orders of magnitude compared with the diffusion flux in a non-convecting system. A mathematical formulation of the conditions favoring this type of partial melting is given in the referred paper. The most plausible source of deep-seated, water-bearing volatiles beneath large silicic, crust-derived magma masses are mantle-derived mafic magmas which maintains vigorous convection. It is shown that convective-diffusion influx from a subjacent layer of mafic magma into an upper layer of silicic magma leads to a quasi-equilibrium situation (transient two-liquid equilibrium). In this situation, the distribution coefficient of water between adjacent silicic and mafic magmas is proportional to the ratio of water solubilities in these magmas and amounts to about 1.4 by mass. The silicic magma overlying the mafic magma can contain up to 6 wt % water, which is particularly true of the latest stages of crystallization of the mafic magma, when its water contents rises and the diffusion of water across the mafic/silicic melt boundary becomes more efficient. The same mechanism is anticipated for K and related incompatible trace elements. The convective diffusion is defined by difference in chemical potentials of elements between the heated mafic magma and produced partial silicic melt.

12. At the post-collisional stage of crust evolution the underplated basalt magma is commonly high-K calc-alkaline [Stern, 1981; Liégeois et al., 1998; Eyal et al., 2010]. This composition controls the elements transport into silicic melt. *The diffusion influx increases or decreases depending of incompatible elements abundance in the silicic melt until the transient two-liquid equilibrium is attained. This process is likely responsible for limited variations and special features of the K-rich calc-alkaline granite composition which are defined not only by the melted crustal source composition, but also by composition of voluminous mantle-derived basic magmas that caused melting.*

REFERENCES

Ali, K.A., Moghazi, A.-K.M., Maurice, A.E, Omar, S.A., Wang, Q., Wilde, S.A., Moussa, E.M., Manton, W.I., Stern, R.J. Composition, age, and origin of the ~620 Ma Humr Akarim and Humrat Mukbid A-type granites: No evidence for pre-Neoproterozoic basement in the Eastern Desert, Egypt // *International Journal of Earth Science.* 2012. V. 101 (7), 1705-1722.

Be'eri-Shlevin, Y., Katzir, Y., Valley, J.W. Crustal evolution and recycling in a juvenile continent: Oxygen isotope ratio of zircon in the northern Arabian Nubian Shield, 2009 // Lithos. 2009. V. 107, 169-184.

Be'eri-Shlevin, Y., Katzir, Y., Blichert-Toft, J., Kleinhanns, I.C., Whitehouse, M.J. Nd–Sr–Hf–O isotope provinciality in the northernmost Arabian–Nubian Shield: implications for crustal evolution // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2010. V. 160: 181-201. DOI 10.1007/s00410-009-0472-8

Eyal M., Litvinovsky B., Jahn B.M., Zanvilevich A., and Katzir Y. Origin and evolution of post-collisional magmatism: Coeval Neoproterozoic calc-alkaline and alkaline suites of the Sinai Peninsula // Chemical Geology. 2010. V. 269, 153-179.

Jagoutz, O., Shmidt, M.W. The composition of the foundered complement to the continental crust and a re-evaluation of fluxes in arcs // Earth and Planetary Science Letters. 2013. V. 371-372, 177-190.

Johnson, P.R., Andresen, A., Collins, A.S., Fowler, A.R., Fritz, H., Ghebreab, W., Kusky, T., Stern, R.J. Late Cryogenian-Ediacaran history of the Arabian-Nubian Shield: A review of depositional, plutonic, structural, and tectonic events in the closing stages of the northern East African Orogen // Journal of African Earth Sciences. 2011. V. 61 (3), 167-232.

Hargrove, U.S., Stern, R.J., Kimura, J.-I., Manton, W.I., Johnson*, P.R.* How juvenile is the Arabian-Nubian Shield? Evidence from Nd isotopes and pre-Neoproterozoic inherited zircon in Bi'r Umk suture zone, Saudi Arabia // Earth Planetary Science Letters. 2006. V. 252, 308-326.

Liégeois, J. P., Navez, J., Hertogen, J., Black, R. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization // Lithos. 1998. V. 45, 1-28.

Litvinovsky B.A. and Podladchikov Yu.Yu. Crustal anatexis during the influx of mantle volatiles // Lithos. 1993. V. 30, 93-107.

Litvinovsky, B.A., Jahn, B.M., Eyal, M. Mantle-derived sources of syenites from the A-type igneous suites - new approach to the provenance of alkaline silicic magmas // Lithos. 2015. V. 232, 242-265.

Sisson, T.W., Ratajevski, K., Hankins, W.B., Glazner, A.F. Voluminous granitic magmas from common basaltic source // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2005. V. 148, 635-661.

Stern,R.J., Ali,K.A., Liegeois,J.P., Johnson,P.R., Kozdroj,W., Kattan,F.H. Distribution and significance of pre-Neoproterozoic zircons in juvenile Neoproterozoic igneous rocks of the Arabian–Nubian Shield // American Journal of Science. 2010. V. 310, 791–811.

Yarmolyuk, V.V., Kozlovsky, A.M., Savatenkov, V.V., Kovach, V.P., Kozakov, I.K., Kotov, A.B., Lebedev, V.I., and Eenjin, G. Compositions, sources, and geodynamic nature of giant batholiths in central Asia: Evidence from the geochemistry and Nd isotopic characteristics of the granitoids in the Khangai Zonal Magmatic Area // Petrology. 2016. V. 24/5, 433-461.

РОЛЬ МАНТИИ И ДРЕВНЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ФОРМИРОВАНИИ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОСТКОЛЛИЗИОННЫХ ВЫСОКО-К ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ АРАБО-НУБИЙСКОГО ЩИТА

Литвиновский Б.А.

Университет им. Бен-Гуриона, Беэр-Шева, Израиль, borisl@bgu.ac.il; litboris@gmail.com

1. Арабо-Нубийский щит (АНЩ) площадью около 1 500 000 км^2 образовался в основном путем аккреции океанических островных террейнов, которые зародились и эволюционировали в течение Неопротерозоя, 1000–640 Ma. Мезо- и палеопротерозойские блоки коры, локализованные в юго-восточной части АНЩ, составляют <10 % его территории. Признаки существования древней континентальной коры в других частях щита не установлены.

2. Островодужные террейны испытали различные деформации, метаморфизм, парциальное плавление, сопровождавшиеся проявлениями магматизма, субдукцией и аккрецией в процессе коллизии Западной и Восточной Гондваны. Финальный орогенез в Неопротерозое произошел 650–620 Ma. Это привело к формированию ювенильной континентальной коры с изотопными характеристиками, присущими океанической мантии [I(Sr) = 0.7028–0.7045; $\varepsilon(Nd)_T$ = 3…7; $\delta^{18}O_{(Zrn)}$ = 5.7–5.8], и модельными возрастами T_{DM} = 700–1000 Ma, сопоставимыми с U-Pb возрастом цирконов из метамагматических пород [Stern, 2002; Hargrove et al., 2006; Liégeois, Stern, 2009; Eyal et al., 2010; Be'eri-Shlevin et al., 2009]. АНЩ окружен архейской и раннесреднепротерозойской континентальной корой, природа которой устанавливается на базе геохронологических определений и по радиогенным изотопам.

3. Посторогенная (постколлизионная и внутриплитная) магматическая деятельность широко проявлена на всей территории АНЩ. Общая площадь высоко-К известково-щелочных и щелочных (alkaline and peralkaline) гранитов (соответственно 635–600 Ma и 620–580 Ma) составляет более 35 % [Johnson et al., 2011]. В подавляющем числе случаев гранитоиды не деформированы и не метаморфизованы; они слагают батолиты и плутоны, интрудирующие ранние островодужные метамагматические и метаосадочные породы. Мафи-

ческие члены этих стадий – высоко-К известково-щелочные габброиды и породы шошонитовых серий. Те и другие в разной степени обогащены щелочами и HFSE (высоко-зарядными элементами).

4. Изотопные характеристики обсуждаемых известково-щелочных и щелочных гранитоидов также характеризуются типично мантийными маркерами и практически не отличаются от таковых в деформированных и метаморфизованных породах, слагающих островодужную ювенильную кору. Из более чем 2500 зерен цирконов, изученных на территоии АНЩ, только порядка 5 % старше 880 Ма; большинство из них обнаружено в мафических и салических вулканических породах. Предполагается, что более древние ксенокристы цирконов присутствовали в мантии и были захвачены процессе плавления мантии и формирования ювенильной коры АНЩ [Stern et al., 2010]. Данные по радиогенным и стабильным изотопам, совместно с геохронологическими данными по цирконам, позволяют предполагать, что источником неопротерозойских посторогенных гранитных магм были либо ювенильная кора, либо мантия (либо то и другое).

5. Ювенильная кора в течение первых 300–350 млн лет своей эволюции (на островодужной и орогенной стадиях) была сильно дифференцирована. Это выразилось, в частности, в обогащении верхней коры кислыми метамагматическими породами. Поскольку средний состав островодужной коры считается андезитовым [Jagoutz, Shmidt, 2013 and ref. therein], вполне вероятно, что ко времени начала образования крупных объемов постколлизионных гранитных магм (640–630 Ма) в средней и нижней коре АНЩ преобладали породы андезитового-базитового состава.

6. Несмотря на то, что коровые источники гранитных магм были обеднены гранитофильными элементами, что было обусловлено предшествующими процессами дифференциации коры, парциальное плавление источников могло привести к выплавлению значительных объемов кислых магм. Экспериментальные данные показывают, что парциальное плавление базальтов с <53 % SiO_2 и K_2O ≥1.2 мас. % приводит к выплавлению 18–25 мас. % гранитного расплава с 3.5–4 мас. % K_2O [Sisson et al., 2005]. Если источник андезитовый, пропорция гранитных расплавов еще выше. Таким образом, модель парциального плавления нижней и средней коры может объяснить наблюдаемые крупные объемы постколлизионных и внутриплитных богатых щелочами гранитов АНЩ (>35 % общей площади) и мантийные изотопные характеристики гранитов.

7. Из сказанного выше следует, что *полный цикл эволюции АНЩ продолжался почти 0.5 миллиарда лет (~1000 до 580 Ма). Он включал последовательные стадии трансформации чисто мантийного материала, от островодужной и аккреционной к стадии орогенеза, затем к постколлизионному магматизму, выразившемуся в формировании крупных объемов высоко-К извесково-щелочных и щелочных гранитоидов и родственных мафических пород. Участие более древней пред-неопротерозойской континентальной коры было минимальным, если было вообще. Таким образом, роль древней континентальной коры как обязательного источника крупных масс постколлизионных гранитов должна быть пересмотрена.*

8. Неопротерозойские высоко-К известково-щелочные гранитные батолиты АНЩ синхронны с гранитоидами того же типа, широко распространенными в различных регионах Африки (Пан-Африканский гранитный магматизм) и образующими крупные гранитные пояса, наложенные на террейны с различными типами коры: древние кратоны, субдуцированные и отступившие (escaped), в разной степени переработанные кратоны. В частности, граниты этого типа и возраста распространены в Северной Африке на территории Туарегского щита и в других частях Сахарского Метакратона, в Западном Африканском кратоне, в Южном Поясе Ирумид, расположенном между кратонами Зимбабве, Танзании и Западно-Африканским [Liégeois et al., 1998; 2013 and ref. therein]. При этом главные минералогические и химические особенности неопротерозойских гранитов весьма сходны с характерными особенностями обсуждаемых гранитов АНЩ того же типа и возраста. Отличия гранитов из кратонных областей обычно выявляются главным образом в изотопных характеристиках, характерных для континентальных древнекоровых источников, а также в присутствии цирконовых ксенокристов архейского и ранне-среднепротерозойского возраста.

9. Высоко-К известково-щелочные и щелочные граниты широко распространены в мире. Они образуются, соответственно, в постколлизионных и внутриплитных тектонических обстановках [Bonin, 2007; Eyal et al., 2010; Litvinovsky et al., 2011; Kovach et al., 2012; Yarmolyuk et al., 2016]. Главные особенности их химического состава по существу не зависят от состава, возраста и строения континентальной коры, а также от возраста самих гранитов. Богатые щелочами (в том числе и чисто щелочные) граниты относятся к типичным гранитам А-типа. Высоко-К известково-щелочные граниты уже много лет назад выделены как отдельный субтип среди гранитов I-типа [e.g., Black, Liégeous, 1993]. От прочих гранитов I-типа они отличаются более высокими содержаниями K_2O и HFSE, включая REE.

10. Гранитные и кварцево-сиенитовые магмы А-типа, судя по многочисленным изотопным данным, опубликованным в последние десятилетия (Rb-Sr и Sm-Nd в породах, $\delta^{18}O$ и Hf изотопы в цирконах), данным об аномально высоких, 1000–1050 °С, температурах кислых магм, образованы в нижней коре из богатых кали-

ем монцонит-монцогаббровых источников, либо при парциальном плавлении пород, либо при фракционной кристаллизации монцогаббровых/шошонитовых магм [Liégeois et al., 1998; Bonin, 2004; 2007; Jahn et al., 2009; Litvinovsky et al., 2011]. Ряд признаков свидетельствует в пользу модели парциального плавления [Litvinovsky et al., 2015].

11. Высоко-К известково-щелочные граниты нередко образуют крупные батолиты; их объемы в некоторых случаях могут достигать нескольких миллионов км^3 [Liégeois et al., 1998; Litvinovsky et al., 2011; Yarmolyuk et al., 2016], так что их коровые источники наиболее вероятны. Даже в пределах АНЩ, где в период магмогенерации ювенильная средняя и нижняя кора была андезито-базальтовой по составу, граниты этого типа занимают ~35 % всей территории. Однако сходство химического и минералогического состава сохраняется, несмотря на значительные различия между предполагаемыми коровыми источниками (см. выше, пункты 5 и 8). Это заставляет предполагать, что модель магмогенерации должна включать дополнительный фактор, контролировавший состав кислых магм, образованных при парциальном плавлении корового источника. Для объяснения феномена выплавления сходных по составу кислых магм была предложена модель парциального плавления, сопровождавшегося лимитированным привносом в область плавления ряда мобильных элементов [Litvinovsky and Podladchikov, 1993]. В соответствии с этой моделью, большие массы основных магм, поднявшихся к основанию коры и/или внедрившихся в нее (underplated/intraplated), были источником не только тепла, но и вещества, прежде всего флюидов, щелочей и родственных микроэлементов. Приток вещества не был избыточным, обособленные флюидные фазы в образующейся кислой магме не появлялись. Предполагается, что доминирующим механизмом массопереноса была конвективная диффузия в кислую магму. Конвективная диффузия увеличивает массоперенос на несколько порядков величины по сравнению с неконвектирующей системой и, таким образом, может стать фактором петрогенезиса. Дано математическое определение условий, определяющих возникновение этого типа неизохимического анатексиса. Наиболее вероятным источником глубинных водосодержащих летучих, перемещающихся в вышележащие богатые кремнием коровые расплавы, являются мантийные базитовые магмы, в которых длительное время сохраняется интенсивная конвекция. Конвективно-диффузионное перемещение из подстилающего слоя мафической магмы в перекрывающий слой кремнекислой магмы приводит к достижению квази-равновесной ситуации (неустойчивое равновесие между двумя жидкостями). В этой ситуации коэффициент распределения воды между соприкасающимися богатой кремнеземом и мафической магмами пропорционален отношению растворимостей воды в этих магмах и достигает 1.4 по массе. Кислая магма может содержать до 6 мас. % воды, что наиболее вероятно на поздних стадиях кристаллизации габбро, когда содержание воды в остаточном базитовом расплаве растет, а конвекция еще продолжается, и диффузия воды через границу между двумя соприкасающимися магмами становится более эффективной. Тот же механизм предполагается для калия и родственных микроэлементов. Конвективная диффузия определяется различием химических потенциалов элементов в основной магме и в образующихся кислых выплавках.

12. На постколлизионной стадии эволюции состав базальтовых магм обычно высоко-К известково-щелочной [Stern, 1981; Liégeois et al., 1998; Eyal et al., 2010]. Этот состав и контролирует транспорт элементов в образующиеся кислые магмы. Конвективный диффузионный перенос будет возрастать или снижаться в зависимости от концентрации несовместимых элементов в кислых магмах и будет продолжаться до тех пор, пока не будет достигнуто неустойчивое равновесие (trancient equilibrium) между двумя жидкостями. *По-видимому, это условие и определяет ограниченные вариации составов высоко-К известково-щелочных гранитов и их стабильную геохимическую специфику, определяемую не столько составом плавящегося корового материала, сколько составом больших объемов основных магм, которые обусловили плавление.*

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ЧУКОТКИ НА ПРИМЕРЕ КИБЕРОВСКОГО И КУЭКВУНЬСКОГО МАССИВОВ

Лучицкая М.В., Беляцкий Б.В.**, Белоусова Е.А.***, Натапов Л.М.****

*Геологический институт РАН, Москва, Россия, luchitskaya@ginras.ru
**Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, ЦИИ, Санкт-Петербург, Россия, bbelyatsky@mail.ru
***GEMOC ARC National Key Centre, Department of Earth and Planetary Sciences, Macquarie University, Sydney, Australia, elena.belousova@mq.edu.au, lev.natapov@mq.edu.au

Киберовский и Куэквуньский гранитоидные массивы находятся на территории Анюйско-Чукотской складчатой системы, которая является одним из основных тектонических элементов мезозоид Северо-Востока Азии. Северная ее часть скрыта под водами Восточно-Сибирского и Чукотского морей, на юго-западе она ограничена Южно-Анюйской складчатой системой, а на юге и юго-востоке перекрыта верхнемеловыми вулканитами Охотско-Чукотского вулканического пояса. Анюйско-Чукотская складчатая система представляет собой фрагмент пассивной окраины Чукотского микроконтинента и сложена платформенными и шельфовыми отложениями палеозоя–мезозоя.

В пределах Анюйско-Чукотской складчатой системы преобладают позднемезозойские гранитоидные комплексы, которые интрудируют складчатые осадочные комплексы девона–карбона, поздней перми – триаса, а также в разной степени деформированные отложения позднеюрско-раннемеловых бассейнов. В последние годы появились новые геохронологические данные, которые подтверждают более ранние представления о наличии палеозойских гранитоидов на Чукотке [Тибилов и др., 1986; Natal'inetal., 1999] и свидетельствуют о более широких масштабах проявления позднепалеозойского гранитоидного магматизма [Akininetal., 2011; Катков и др., 2013; Лучицкая и др., 2015; Laneetal., 2015].

Изученные позднепалеозойские гранитоидыКиберовского и Куэквуньского массивовприурочены к центральным частям Куульского и Куэквуньского поднятий Анюйско-Чукотской складчатой системы, в которых вскрыты образования кристаллического фундамента и палеозойского чехла Чукотского микроконтинента.

В западной части Куульского поднятия, в районе мыса КиберагранитоидыКиберовскогомассива(15 км^2) прорывают терригенные породы нижнего–среднего девона и карбонатно-терригенные – верхнего девона. Нижне-среднекаменноугольные терригенно-карбонатные комплексы залегают на верхнедевонских со стратиграфическим несогласием и размывом: в основании наблюдается горизонт конгломератов 7 м [Государственная…, 1984; Тибилов и др., 1986]. Киберовский массив сложен преимущественно биотитовыми и биотит-амфиболовыми гранитами, гранодиоритами, переходы между которыми постепенные; в меньшей степени присутствуют аляскиты, субщелочные граниты.

В центральной части Куэквуньского поднятиявыходят метаморфизованные терригенные породы девона – среднего карбона, которые со стратиграфическим контактом перекрываются терригенными толщами верхней перми – нижнего триаса [Варламова и др., 2004]. В юго-восточной части поднятия метаморфические породы прорваны гранитоидамиКуэквуньского массива (30 × 10 км). В его северном обрамлении были изучены пологие маломощные (до нескольких десятков метров) тела светло-серых гранитоидов, превращенных в очковые гнейсы или гранито-гнейсы с «очками» калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца.

На основании геохронологических исследований гранитоидовКиберовского и Куэквуньского массивов, а также гранитоидов из гальки конгломератов в основании каменноугольных отложений был установлен их раннекаменноугольный (352–359 млн лет) [Катков и др., 2013; Лучицкая и др., 2015] или позднедевонский–раннекаменноугольный возраст (351–363 млн лет), [Laneetal., 2015]. Полученные оценки возраста гранитоидов соответствуют времени проявления тектонических событий элсмирскойорогении в Арктическом регионе.

Гранитоиды Киберовского массива характеризуются содержаниями SiO_2 67–76, Куэквуньского – 56–76 и гранитоиды из гальки – 64–73 мас. %. По соотношению K_2O и SiO_2 гранитоидыКиберовского массива и гранитоиды из гальки относятся к известково-щелочной и высококалиевой известково-щелочной сериям, Куэквунького массива – к высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой сериям. На классификационной диаграмме ($K_2O + Na_2O$)–SiO_2 точки составов гранитоидовКиберовского массива располагаются в полях гранодиоритов и гранитов; гранитоидовКуэквуньского массива – в полях монцонитов, кварцевых монцонитов, гранодиоритов, гранитов; гранитоидов из гальки – гранодиоритов и гранитов.

Согласно классификации Б.Р. Фроста с соавторами [Frostetal., 2001] породы Киберовского массива относятся преимущественно к магнезиальным, известковым и щелочно-известковым, умеренно- и пералюминиевыморазованиям. В составе гранитоидовКуэквуньского массива выделяются как магнезиальные, так и железистые разновидности, они являются щелочно-известковистыми и известково-щелочными, низко- и умеренно-, частично пералюминиевыми образованиями. Гранитоиды из гальки отличаются от таковых Киберовского массива, с которыми они сопоставляются [Тибилов и др., 1986], очень низкими величинами Fe*, хотя точки их составов также располагаются в поле магнезиальных гранитов. Они, как и гранитоидыКиберовского массива, относятся к известковым и щелочно-известковым образованиям, но отличаются более низким индексом глиноземистости и располагаются только в поле металюминиевых гранитов.

В гранитоидахКиберовского и Куэквуньского массивов по мере роста содержаний Rb отмечается отчетливое выраженное снижение концентраций Sr, что соответствует тренду фракционной кристаллизации [Cocherie, 1986]. Одновременное снижение содержаний Ba и Sr в гранитоидах указывает на фракционирование плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Ковариации TiO_2 и Zr в гранитоидах обоих массивов свидетельствуют о фракционировании роговой обманки и биотита и в меньшей степени магнетита и сфена, а уменьшение (La/Yb)n и содержания La – о фракционировании монацита и ортита.Точки составов гранитов из гальки на диаграммах TiO_2–Zr и (La/Yb)n–La следуют тем же закономерностям, что и гранитоиды обоих массивов.

Гранодиориты и граниты Киберовского массива имеют фракционированные хондрит-нормализованные распределения РЗЭ, которые характеризуются обогащением в легкой и обеднением в тяжелой частях; четко выраженной отрицательной Eu-аномалией. Спектры распределения РЗЭ гранодиоритов и гранитов из гальки более фракционированные, также с хорошо проявленной отрицательной Eu-аномалией. Распределения РЗЭ аляскитов отличаются от остальных близким к горизонтальному распределению в тяжелой части и более глубокой отрицательной Eu-аномалией.

Монцониты, кварцевые монцониты и гранодиоритыКуэквуньского массива имеют фракционированные хондрит-нормализованные распределения РЗЭ с небольшой отрицательной Eu-аномалией. Граниты имеют сходный характер распределения РЗЭ, но более низкие их суммарные содержания. Распределения РЗЭ аляскитов также, как и в породах Киберовского массива, отличаются равным обогащением в легкой и тяжелой частях и более глубокой отрицательной Eu-аномалией.

Спайдерграммы гранитоидов, слагающих Киберовский и Куэквуньский массивы, характеризуются сходным типом распределения с обогащениемКИЛ элементами относительно ВЗЭ, минимумамиBa, Sr, Nb, Ta, P, Ti. Спайдерграммы гранитов и гранодиоритов из гальки идентичны таковым гранитоидов Киберовского массива, но отличаются минимумом Rb и более глубоким – Sr.

На диаграммах FeO*/MgO–(Zr + Nb + Ce + Y) и Zr–10^4Ga/Al [Whalenetal., 1987], разделяющих граниты I-, S- и A-типов, точки составов гранитоидов располагаются в поле гранитов I- и S-типов, в том числе высокодифференцированных гранитов I-типа или нефракционированных и фракционированных гранитов M-, I-, и S-типов. Только отдельные составы гранитоидов с повышенным содержанием Zr или суммы Zr + Nb + Ce + + Y, располагаются в области гранитов A-типа. На диаграмме Nb–Sr [Whalenetal., 1987] точки составов всех гранитоидов группируются вокруг среднего I-типа гранитов и по соотношению $(Al_2O_3 + CaO)/(FeO_{tot} + Na_2O + + K_2O)$ и $100*(MgO + FeO + TiO_2)/SiO_2$ [Sylvester, 1989] гранитоиды относятся к гранитам I-типа, в том числе высокодифференцированным.

На диаграммах Дж. Пирса с соавторами Rb–(Y+Nb) и Y–Nb [Pearceetal., 1984], используемых для разделения гранитоидов по геодинамическим обстановкам формирования, точки составов гранитоидов Киберовского и Куэквуньского массивов и гранитоидов из гальки конгломератов в основании каменноугольных отложений располагаются в пограничной области между полями гранитов вулканических дуг, синколлизионных и внутриплитных гранитов.

Величины εNd(T)изученных гранитоидовсоответствуют достаточно узкому интервалу от –0.95 до –2.83. Модельные, одностадийные и двустадийные возрасты гранитоидов обоих массивов и гранитов из гальки достаточно близки и соответствуют интервалам 1034–1148 и 1203–1300 млн лет, что отвечает мезопротерозою.

Гранитоиды обоих массивов имеют сравнительно высокие величины начального отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в интервале от 0.705889 до 0.707845.

Изотопныйсостав свинца гранитоидовКиберовского массива варьирует в широких пределах: $^{206}Pb/^{204}Pb$ = = 18.8615–20.1301, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.6015–15.7134, $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38.4355–39.3947. ГранитоидыКуэквуньского массива характеризуются более устойчивым изотопным составом: $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 19.0710–19.4393, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = = 15.6105–15.6425, $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 39.5055–40.1312. Тогда как граниты из гальки имеют наименее радиогенный состав свинца: $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18.6909, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.6157, $^{208}Pb/^{204}Pb$=38.7637. На диаграмме в кординатах$^{207}Pb/^{204}Pb$–$^{206}Pb/^{204}Pb$ точки начального изотопного состава свинца (рассчитаны для времени

350 млн лет назад) гранитоидовКиберовского и Куэквуньского массивов и гранитов гальки расположены на линии эволюции свинца орогенного резервуара и сосредоточены преимущественно в поле составов зрелых островных дуг.

Величины εHf в цирконах из гранитовКиберовского массива составляют от +16.7 до –5.2; цирконов из гранитов гальки – от +16.7 до +6.5. Модельные одностадийные возрасты дляцирконов из гранитов Киберовского массива и гальки обнаруживают практически одинаковый разброс, совпадающий с возрастом гранитов – от 300 до 740 и до 720 млн лет, соответственно. В то же время, максимальные двустадийные модельные возраста различаются – 1.57 и 0.88 млрд лет, соответственно. Большая часть фигуративных точек с положительными значения εHf на диаграмме εHf–возраст расположена между линиями CHUR (εHf = 0) и DM, что указывает на определенный вклад материала мантийного происхождения при формированиигранитоидов. Отрицательные величины εHf, характерные только для цирконов из гранитов Киберовского массива, могут отражатьприсутствие древнего (но не древнее мезопротерозойского) корового материала в составе субстрата, при плавлении которого сформировались гранитоидные магмы.

Выводы. 1. Петрографический состав, петро-геохимические и изотопные характеристики гранитоидов-Киберовского, Куэквуньского массивов и гранитов гальки конгломератов в основании нижнекаменноугольных отложений указывают на их принадлежность к гранитам I-типа, включая и их высокодифференцированные разности. 2. Sr-Nd-Pb изотопный состав гранитоидов обоих массивов и гранитов гальки и изотопный состав Hf цирконов свидетельствуют об участии как мантийного, так и корового компонента в формировании источника родоначальных гранитоидных расплавов. 3. Сопоставление составов гранитоидов с составами расплавов, образованных при частичном плавлении различных субстратов, также выявляет гетерогенный характер протолита, который мог включать иметаграувакки или тоналиты, и амфиболиты или кварцевые амфиболиты, частично метапелиты. 4. Гранитоидные расплавы, образованные при частичном плавлении гетерогенного источника, испытывали фракционную кристаллизацию со снижением концентраций TiO_2, MgO, CaO, FeO_{tot}, Al_2O_3, Sr, ростом содержаний Rb, фракционированием плагиоклаза, роговой обманки, биотита, калиевого полевого шпата и акцессорных магнетита, сфена, ортита, апатита и образованием высокодифференцированных гранитов I-типа. 5. Формирование гранитоидовКиберовского и Куэквуньского массивов вероятно происходило в геодинамической обстановке континентальной окраины андийского типа, что согласуется с предположением о существовании окраинно-континентальной магматической дуги позднедевонского–раннекаменноугольного возраста на южной окраине Арктиды, реконструируемой на основании наличия дифференцированных известково-щелочных вулканитов соответствующего возраста [Natal'inetal., 1999]. Данные об изотопном составе гранитоидов также свидетельствуют в пользу окраинно-континентальной обстановки проявления гранитоидного магматизма, когда происходит взаимодействие мантийного вещества, образующегося при плавлении мантийного клина в надсубдукционных условиях с континентальной корой.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 16-05-00146) и по госбюджетной теме «Происхождение и тектоническая эволюция арктических и тихоокеанских структур Северо-Востока России».

ЛИТЕРАТУРА

Варламова В.А., Малышева Г.М., Вяткин Б.В. и др. Информационный отчет «Создание цифрового комплекта карт геологического содержания масштаба 1:500 000 территории Чукотского АО». Анадырь, ФГУГП "Георегион", 2004.

Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Анюйско-Чаунская. Лист R-59-XXIII, XXIV. Объяснительная записка. Составитель Н.М. Саморуков. Ред. В.Т. Матвеенко. М., 1984. 50 с.

Катков С.М., Лучицкая М.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З. Позднепалеозойские гранитоиды Центральной Чукотки: структурное положение и обоснование возраста // Докл. РАН. 2013. Т. 450. № 2. С. 193-198.

Лучицкая М.В., Соколов С.Д., Котов А.Б., Натапов Л.М., Белоусова Е.А., Катков С.М. Позднепалеозойские гранитоиды Чукотки: особенности состава и положение в структуре арктического региона России // Геотектоника. 2015. № 4. С. 3-29.

Тибилов И.В., Милов А.П., Давыдов И.А. О проявлении домезозойского гранитоидного магматизма на Чукотке // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С. 95-98.

Akinin V.V. New geochronological data on pre-Mesozoic rocks (Neoproterozoic to Devonian) of Arctic Chukotka // ICAM-VI Abstracts. 2011.

Cocherie A. Systematic use of trace element distribution patterns in log-log diagrams for plutonic suites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. P. 2517-2522.

Sylvester P.J. Post-collisional alkaline granites // J. Geology. 1989. V. 97. P. 261-280.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrology. 2001. V. 42. N. 11. P. 2033-2048.

Natal'in B., Amato J.M., Toro J., Wright J.E. Paleozoic rocks of northern Chukotka Peninsula, Russian Far East: implications for the tectonic of Arctic region // Tectonics. 1999. V. 18. N. 4. P. 977-1003.

Lane L.S., Cecile M.P., Gehrels G.E., Kos'ko M.K., Layer P.W., Parrish R.R.Geochronology and structural setting of latest Devonian – Early Carboniferous magmatic rocks, Cape Kiber, northeast Russia // Can. J. Earth Sci. 2015. V. 52. P. 147-160.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. Vol. 25. N. 4. P. 956-983.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Miner. Petrol. 1987. V. 95. P. 407-419.

COMPOSITION AND GEODYNAMIC SETTING OF LATE PALEOZOIC GRANITOID MAGMATISM OF CHUKOTKA ON THE EXAMPLE OF KIBERA AND KUEKVUN PLUTONS

Luchitskaya M.V., Belyatsky B.V.**, Belousova E.A.***, Natapov L.M.****

*Geological Institute RAS, Moscow, Russia;luchitskaya@ginras.ru
**Federal State Unitary Enterprise "A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute", Saint-Petersburg, Russia, Centre of Isotopic Researches, bbelyatsky@mail.ru
***GEMOC ARC National Key Centre, Department of Earth and Planetary Sciences, Macquarie University, Sydney, Australia, elena.belousova@mq.edu.au, lev.natapov@mq.edu.au

Kibera and Kuekvun granitoid plutons are exposed on the territory of Anui-Chukotka fold system, one of the main tectonic element of North-East Asia Mesozoides. Its northern part is under waters of East-Siberian and Chukotka seas, at the south-west it is bordered by South-Anui fold system, and at the south and southeast it is overlapped by Cretaceous volcanic rocks of Okhotsk-Chukotka volcanic belt. In paleotectonic context Anui-Chukotka fold system is a fragment of passive margin of Chukotka microcontinent and composed of platform and shelf Paleozoic-Mesozoicdeposits.

Within Anui-Chukotka fold system Late Mesozoic granitoid complexes prevail. They intrude folded Devonian-Carboniferous, Late Permian-Triassic sedimentary complexes and deformed to different extent deposits of Late Jurassic-Early Cretaceous basins. In recent years new geochronological data appeared, confirming earlier conceptions on the existence of Paleozoic granitoids on Chukotka [Tibilov et al., 1986; Natal'in et al., 1999] and indicate more voluminous scales of Late Paleozoic granitoid magmatism [Akinin et al., 2011; Katkov et al., 2013; Luchitskaya et al., 2015; Lane et al., 2015].

Studied Late Paleozoic granitoids of Kibera and Kuekvun plutons are confined to the central parts of Kuul and Kuekvun rises of Anui-Chukotka fold system, where crystalline basement and Paleozoic cover of Chukotka microcontinent are exposed.

In the western part of Kuul rise in the area of Cape Kiberagranitoids of Kibera pluton (15 км^2) intrude terrigenous rocks of Lower-Middle Devonian and carbonate-terrigenous rocks of Upper Devonian. Lower-Middle Carboniferous carbonate-terrigenous complexes overlie Upper Devonian complexes with stratigraphical unconformity and erosion: conglomerates horizon 7 m in thickness with pebbles, including granitoid ones is at the base of Carboniferous sequence [State…, 1984; Tibilov et al., 1986]. Kiberaplutonis predominantly composed of biotite and amphibole-biotite granites, granodiorites with gradiual transitions between them; rarely alaskites, subalkaline granites.

In the central part of Kuekvun rise metamorphosed terrigenous rocks of Devonian-Middle Carboniferous, overlying with stratigraphical contact by terrigenous sequences of Upper Permian – Lower Triassic are exposed [Varlamova et al., 2004]. In the southeastern part of rise metamorphic rocks are cut by granitoids of Kuekvun pluton (30 × 10 km). In the northern framework of the pluton metamorphic rocks include small (up to several tens of metres) bodies of light-coloured granitoids, transformed in augen gneisses or granite-gneisses with "augens" of potassium feldspar, plagioclase, quartz.

On the basis of geochronological studies of granitoids of Kibera and Kuekvun plutons and granitoids from pebbles at the base of Carboniferous deposits their Early Carboniferous (352–359 Ma) [Katkov et al., 2013; Luchitskaya et al., 2015] or Late Devonian-Early Carboniferous (351–363 Ma) [Lane et al., 2015] ages were established. Obtained datings of granitoids correlate with time of tectonic events of Ellesmere orogeny in Arctic region.

Granitoids of Kibera and Kuekvun' massifs are characterized by SiO_2 contents 67–76 and 56–76 wt % respectively, granitoids from pebbles– 64–73 wt %. According to K_2O vs SiO_2 contents granitoids of Kibera pluton and from pebbles are referred to calc-alkaline and high-Kcalc-alkaline series, those of Kuekvun pluton, to high-Kcalc-alkaline

and shoshonitic series. On the (K_2O + Na_2O)–SiO_2diagram granitoids of Kibera pluton plot in the granodiorite and granite fields, granitoids of Kuekvun pluton, in the monzonite, quartz monzonie, granodiorite, granite fields, those from pebbles, granodiorite and granite fields.

According to Frost et al. [2001] classification the rocks of Kibera pluton are magnesian,calcic and alcalic-calcic, moderate- and peraluminous ones. Granitoids of Kuekvun' pluton are magnesian and ferroan, alkali-calcic and calc-alkalic, metaluminous and moderate-, partly peraluminous ones. Granitoids from pebbles, compared with those of Kibera pluton by [Tibilov et al., 1986], unlike them have very low Fe* values, though plotting in the same magnesian field. Granitoids from pebbles are calcic and alkali-calcic and only metaluminous ones.

In granitoids of Kibera and Kuekvun plutons as increasing Rb contents, Sr contents become lower, which corresponds to fractional crystallization trend [Cocherie, 1986]. Simultaneous decrease of Ba and Sr contents in granitoids indicates plagioclase and potassium feldspar fractionation. TiO_2 and Zr covariations in granitoids of both plutons evidence fractionation of hornblende and biotite, and less magnetite and sphene. (La/Yb)n and La contents decrease indicate monazite and allanite fractionation. Granites from pebbles on TiO_2–Zr and (La/Yb)n–La diagrams follow the same regularities.

Granodiorites and granites of Kibera pluton have fractionated chondrite-normalized RRE patterns, characterized by LREE enrichment and HREE depletion, negative Eu-anomaly. REE patterns of granodiorites and granites from pebbles are more fractionated, also with negative Eu-anomaly. REE patterns of alaskites of Kibera pluton differ by nearly horizontal HREEs and more deep negative Eu-anomaly.

Monzonies, quartz monzonites and granodiorites of Kuekvun pluton have fractionated chondrite-normalized RRE patterns with slightly negative Eu-anomaly. Granites have similar patterns, but lower total REEs. REE patterns of alaskites of Kuekvun pluton differ by nearly horizontal LREEs and HREEs and more deep negative Eu-anomaly.

Spidergrams of granitoids of Kibera and Kuekvun plutons are similar with LILE enrichment relative to HFSE, Ba, Sr, Nb, Ta, P, Ti depletions; those of granites from pebbles differ by Rb depletion and more strong Sr depletion.

OnFeO*/MgOvs (Zr + Nb + Ce + Y) and Zrvs 10^4Ga/Al diagrams [Whalen et al., 1987], discriminating I-, S- and A-types, granitoids of both plutons plot in the field of I- and S-granites or non-fractionated and fractionated granites of M-, S- and A-types. Individual granitoids with increased Zr or Zr + Nb + Ce + Y, plot in the field of A-granites. On Nb–Sr diagram [Whalen et al., 1987] granitoids of both plutons and granites from pebbles group around average I-type granite and according to (Al_2O_3 + CaO)/(FeO_{tot} + Na_2O + K_2O) vs 100*(MgO + FeO + TiO_2)/SiO_2 [Sylvester, 1989] they belong to I-type granites, including highly differentiated.

On Rb vs Y + Nb, Y vs Nb diagrams [Pearce et al., 1984], discriminating granitoids according geodynamic settings granitoids of Kibera and Kuekvun plutons and granites from pebbles plot in the area between volcanic arc granites, syncollisional granites and within-plate granites fields. As a whole, nearly all granitoids are united by field of postcollisional granites [Pearce, 1996].

εNd(T) values of studied granitoids correspond to relatively narrow span from –0.95 to –2.83. Model, one-stage and two-stage ages of granitoids of both plutons and granites from pebbles are relatively similar and correspond to interval 1034–1148 and 1203–1300 Ma (Mesoproterozoic).

Granites of both plutons have relatively high values of initial strontium ratios $^{87}Sr/^{86}Sr$in span from 0.705889 to 0.707845.

Pb isotopic composition of granitoids of Kibera pluton varies in wide range: $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18.8615–20.1301, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.6015–15.7134, $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38.4355–39.3947. Granitoids of Kuekvun pluton are characterized by more stable isotopic composition: $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 19.0710–19.4393, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.6105–15.6425, $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 39.5055–40.1312. Granites from pebbles have least radiogenic Pb composition: $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18.6909, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.6157, $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38.7637. On diagram in $^{207}Pb/^{204}Pb$–$^{206}Pb/^{204}Pb$ coordinates points of initial isotopic Pb composition (calculated on age 350 Ma ago) granitiods of Kibera and Kuekvun plutons and granites from pebbles are located on the line of Pb evolution of orogenic reservoir and mainly in the field of mature island arcs.

εHf values in zircons from granites of Kibera pluton are +16.7 to –5.2; those from granites of pebbles, from +16.7 to +6.5. Modelone-stage ages for zircons from granites of Kibera pluton and pebbles have similar range, conciding with granite age, from 300 to 740 and to 720 Ma, respectively. At the same time maximum two-stage model ages differ, 1.57 and 0.88 Ga, consequently. Most part of points with positive εHf values on diagram εHf–age locate between lines of CHUR (εHf = 0) and DM, that indicates definite input of mantle component during granitoid formation. Negative εHf values, typical only for zircons from granites of Kibera pluton, may reflect existence of ancient (but not older than Mesoproterozoic) crustal material in substrate composition, during which melting granitoid magmas were formed.

Conclusions. 1. Petrography, petro-geochemistry and isotopic features of granitoids of Kibera, Kuekvun plutons and granites from pebbles of conglomerates at the base of Lower Carboniferous deposits indicate their relation to

I-type granites, including their high-differentiated varieties. 2. Sr-Nd-Pb isotope composition of both plutons and granites from pebbles and isotope Hf composition in zircons evidence about participation both mantle and crustal components in formation of the source of parental granitoid melts. 3. Comparison of granitoids composition with composition of melts, formed during partial melting of different substrates, also reveals heterogeneous character of protholith that may include metagreywacks or tonalities, amphibolites or quartz amphibolites, partly metapelites. 4. Granitoid melts, formed at the partial melting of heterogeneous source, underwent fractional crystallization with decrease of TiO_2, MgO, CaO, FeO_{tot}, Al_2O_3, Sr contents, Rb increase, fractionation of plagioclase, hornblende, biotite, potassium feldspar and accessory magnetite, sphene, allanite, apatite and formation of highly-differentiated I-type granites. 5. Formation of granitoids of Kibera and Kuekvun plutons probably took place in geodynamic setting of continental margin of Andean type, that correlates with suggestion of existence of marginal continental magmatic arc of Late Devonian-Early Carboniferous age of the southern margin of Arctida. It is reconstructed based on existence of differentiated calc-alkaline volcanic rocks of the same age [Natal'in et al., 1999]. Data on isotopic composition of granitoids also indicate marginal-continental setting of granitoid magmatism, when interrelation between mantle matter, forming at the melting of mantle wedge, and continental crust take place above subduction zone.

This research was supported by the Russian Science Foundation (grant no.16-05-00146) and state budget theme «Origin and tectonic evolution of Arctic and Pacific structures of North-East Russia».

REFERENCES

State geological map of USSR scale 1:200 000. Series Anui-Chauna. PaperR-59-XXIII, XXIV. Explanatory note. Originator N.M. Samorukov. Ed. By V.T. Matveenko. M., 1984. 50 p. (In Russian)

Katkov S.M., Luchitskaya M.V., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Yakovleva S.Z. Late Paleozoic granitoids of Central Chukotka: structural position and age // Doklades of Russian Academy of Sciences. 2013. V. 450. № 2. P. 193–198. (In Russian)

Luchitskaya M.V., Sokolov S.D., Kotov A.B., Natapov L.M., Belousova E.A., Katkov S.M. Late Paleozoic granitoids of Chukotka: composition peculiarities and position in the structure of Arctic region of Russia // Geotectonics. 2015. № 4. P. 3-29. (In Russian)

Tibilov I.V., Milov A.P., Davydov I.A. On the manifestation of pre-Mesozoic granitoid magmatism on Chukotka // Pacific geology. 1986. № 4. P. 95-98. (In Russian)

Varlamova V.A., Malysheva G.M., Vyatkin B.V. et al. Informational report «Creation of complekt of geological maps, scale 1:500 000, territory of Chukotka administrative region». Anadyr, Georegion, 2004. (In Russian)

Akinin V.V. New geochronological data on pre-Mesozoic rocks (Neoproterozoic to Devonian) of Arctic Chukotka // ICAM-VI Abstracts. 2011.

Cocherie A. Systematic use of trace element distribution patterns in log-log diagrams for plutonic suites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. P. 2517-2522.

Sylvester P.J. Post-collisional alkaline granites // J. Geology. 1989. V. 97. P. 261-280.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrology. 2001. V. 42. N. 11. P. 2033-2048.

Natal'in B., Amato J.M., Toro J., Wright J.E. Paleozoic rocks of northern Chukotka Peninsula, Russian Far East: implications for the tectonic of Arctic region // Tectonics. 1999. V. 18. N. 4. P. 977-1003.

Lane L.S., Cecile M.P., Gehrels G.E., Kos'ko M.K., Layer P.W., Parrish R.R. Geochronology and structural setting of latest Devonian–Early Carboniferous magmatic rocks, Cape Kiber, northeast Russia // Can. J. Earth Sci. 2015. V. 52. P. 147-160.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. Vol. 25. N. 4. P. 956-983.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Miner. Petrol. 1987. V. 95. P. 407-419.

МЕЗОАРХЕЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ ВОДЛОЗЕРСКОГО БЛОКА КАК ВОЗМОЖНЫЙ ИСТОЧНИК КОНГЛОМЕРАТОВ ВЕТРЕНОГО ПОЯСА ПО ДАННЫМ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ (ЮГО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)

Межеловская С.В., Юшин К.И.

ФГБОУ ВО Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе, Москва, Россия, Mezhelsofya@gmail.com

Вулканогенно-осадочная структура Ветреный Пояс, расположена на юго-востоке Фенноскандинавского щита. Простирается с северо-запада на юго-восток примерно на 250 км, при ширине выходов от 15 до 85 км. На северо-востоке граничит по зоне глубинного регионального надвига с Беломорским подвижным поясом, а на юго-западе с Карельской гранит-зеленокаменной областью. В ее строении принимают участие вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы. В основании разреза несогласно на лопийских образованиях залегает токшинская свита, сложенная молочно-белыми хорошо сортированными кварцитами. В ранее опубликованных работах кварциты токшинской свиты изученные в районе г. Двойная [Межеловская и др., 2013], по геохимическим данным: на диаграмме Юдовича Я.В. относятся собственно к кварцитам, на диаграмме этого же автора для отличия граувакк от аркозов по глиноземистому модулю, отвечают аркозам, а на диаграмме Неелова А.Н. относятся к мономиктовым (кварцевым) псамитолитам и ультрасилицитам. Эти же данные были подтверждены и при петрографическом изучении.

Выше залегает вулканогенная киричская свита андезибазальтов и андезитов, подвергшаяся более поздним изменениям с образованием катаклазитоподобных включений в вулканитах в зонах региональных разломов. Ее сменяет слабо развитая по площади калгачинская свита конгломератов с галькой подстилающих андезитов, а также многочисленных гранитоидов фундамента. Далее по разрезу следует комплекс терригенно-осадочных пород кожозерской и виленгской свит, в основном это карбонаты, песчаники, мергели, аргиллиты и алевролиты. В кровле разреза находится мощная вулканогенная свита ветреного пояса, сложенная коматиитовыми базальтами и их туфами.

Изотопные исследования комплексов Ветреного Пояса начались еще в 90-х годах и в первую очередь внимание авторов было приковано к вулканогенным образованиям, что объяснялось их информативностью по отношению к возрасту структуры в целом. Так в разные годы Ветреный Пояс относился к различным надгоризонтампалеопротерозоя от сумия до ятулия. По данным ряда исследователей [Puhtel et al., 1997] на основе Sm-Nd датировок структуру начали относить к сумийскомунадгоризонту, позже эти данные были подтверждены U-Pb [Межеловская и др., 2016] и Re-Os [Puhtel et al., 2016] изотопными датировками.

В практику геологических исследований в последнее десятилетие широко вошло изотопное датирование детритовых цирконов. Исследование их уран-свинцовых изотопных систем дает возможность определить источники сноса обломочного материала, установить нижние возрастные рубежи его накопления. До последнего времени изотопное изучение осадочных образований в разрезе Ветреного Пояса оставалось без внимания. Так авторами было проведено изучение детритовых цирконов из кварцитов токшинской свиты, начинающей разрез осадочно-вулканогенного комплекса. Анализ U-Pb изотопных систем цирконов, а также их морфологии и внутреннего строения позволили установить, что Ветреный Пояс сформировался в интервале 2.6–2.4 млрд лет [Межеловская и др., 2016]. Источником обломочного материала для формирования токшинской свиты послужила Карельская гранит-зеленокаменная область. Пиковые значения возрастов детритовых цирконов соответствуют основным тектономагматическим циклам лопия Карелии. Литологический состав и текстурно-структурные особенности токшинской свиты, а также возрастной диапазон детритовых цирконов из кварцитов этой свиты дают основание считать, что она формировалась в условиях рифтогенеза в пределах Карельского блока.

Достаточно интересные выводы, сделанные по результатам изучения детритовых цирконов токшинской свиты, о возрастном диапазоне формирования Ветреного Пояса и условиях его заложения подтолкнули авторов к дальнейшему изучению детритовых цирконов, но уже не токшинской, а калгачинской свиты, расположенной в средней части разреза осадочно-вулканогенного комплекса.

Галечные конгломераты изучались авторами на территории Водлозерского национального парка в двух обнажениях, расположенных на удалении 100 метров друг от друга. Координаты первого обнажения: N = = 630 11’ 05.7’’, E = 0360 37’ 10.3’’ второго – N = 630 11’ 07.7’’, E = 0360 37’ 11.6’’. Обломки конгломератов представлены в основном галькой гранитного, реже диоритового составов. По разрезу обнажений (в ин-

тервале одного метра) наблюдается резкая смена размера и формы галек. Внизу галька небольшого размера (2–3 см), уплощенная (отношение длины к ширине составляет от 2 до 5), вверх по разрезу ее размер увеличивается (до 7–10 см), форма приближается к сферической (отношение длины к ширине от 1.5 до 2). В конгломератах наблюдается полосчатость с ориентировкой Аз. пад. 10–300, <10–200. Отмеченные закономерности скорее всего свидетельствуют о достаточно быстрой смене режима осадконакопления, что связано с резким обмелением морского бассейна.

При петрографическом изучении было установлено, что основная масса галек из конгломератов представлена гранитами, основными минералами являются: плагиоклаз-альбит, частично соссюритизированный, кварц, микроклин и мусковит.

Из первого обнажения была отобрана проба, из которой впоследствии были выделены детритовые цирконы, отдельно из гальки гранитного состава и цемента метаконгломератов. В институте геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского (ГЕОХИ РАН) было проведено U-Pb изотопное датирование 122 детритовых цирконов. При измерениях использовалась система лазерной абляции (аналитик Аносова М.О.). При анализе результатов из рассмотрения были исключены 7 зерен цирконов, так как по ним получены дискордантные значения возрастов (коэффициент дискордантности превысил 4 %). Таким образом, анализировались данные, полученные по 115 зернам, выделенным из проб: PV-10_1, PV-10_5.

Анализ общего спектра возрастов детритовых цирконов калгачинской свиты показал, что в пробах отсутствуют цирконы с возрастами моложе 2810 млн лет и древнее 2990 млн лет. Таким образом, возрастной спектр цирконов калгачинской свиты значительно отличается от аналогичных спектров для токшинской свиты (от 2654 млн лет до 3364 млн лет). Отсюда следует несколько выводов. Отсутствие древних цирконов (впрочем, как и более молодых) в отличие от детритовых цирконов токшинской свиты свидетельствует о том, что поменялся источник сноса обломочного материала при формировании калгачинской свиты. Это скорее всего связано с сокращением площади с которой обломочный материал поставлялся для образования конгломератов. Судя по размеру обломочного материала отложения формировались на границе литоральной и сублиторальной зоны и обломочный материал имел местное происхождение. Выделенные из общей массы конгломератов детритовые цирконы, укладывающиеся в возрастной интервал 2810–2910 млн лет (рис. 1), имеют несколько возрастных пиков: 2850 млн лет, 2870 млн лет, 2910 млн лет. Общий пик распределения соответствует 2860 млн лет. Несколько иная картина распределения по возрастам цирконов, выделенных из гальки гранитного состава. Общий пик распределения соответствует 2870 млн лет. При этом выделяются отдельные максимумы: 2860 млн лет, 2890 млн лет, 2910 млн лет, 2940 млн лет.

Изучение морфологии зерен цирконов, а также их внутреннего строения в катодных лучах показали их весомое сходство с цирконами (рис. 2) из тоналит-гранодиоритовых комплексов со сложной историей диф-

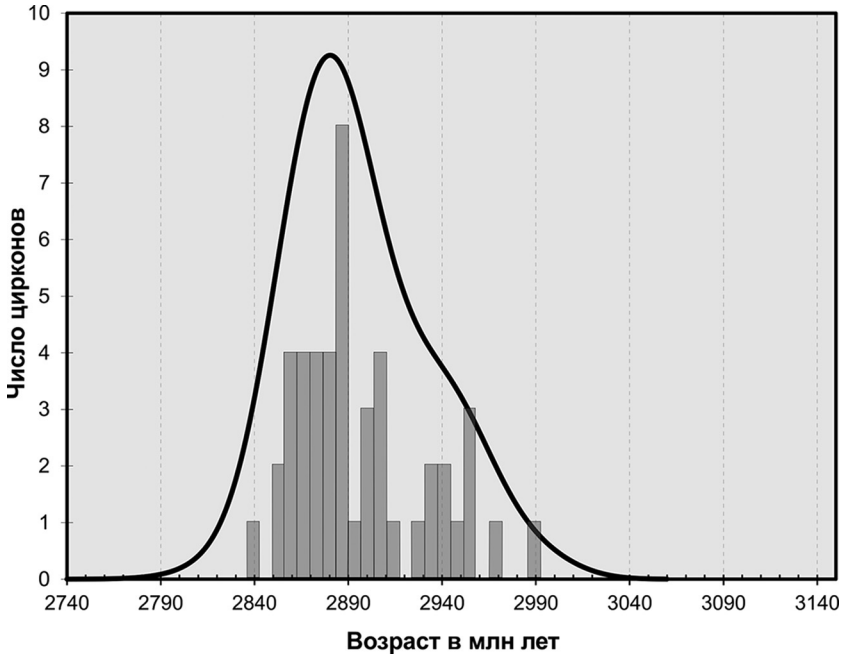


Рис. 1. Гистограмма распределения возрастов детритовых цирконов.

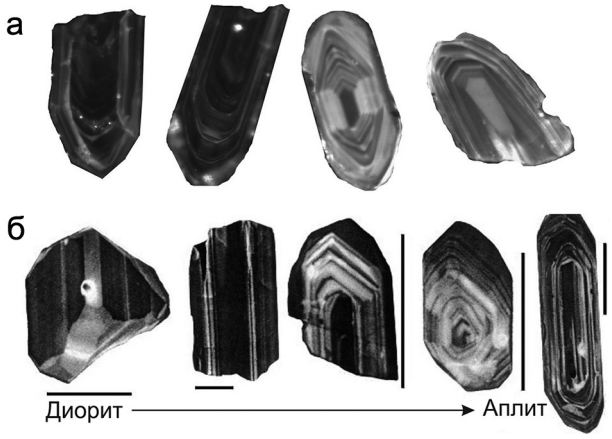


Рис. 2. Фотографии цирконов в катодных лучах.

а – цирконы из гранитной гальки, б – цирконы из атласа Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. (2003).

ференциации от диоритов, через гранодиориты до тоналитов [Corfu et al., 2003]. Большинство зерен цирконов представлены призматическими идиоморфными кристаллами и их фрагментами. Также морфология цирконов из галек конгломератов идентична таковым из плагиогранитов Шилосского массива [Мыскова и др., 2015], модельный возраст которых определенный методом SRIMPII составил 2853 ± 11 млн лет, что хорошо согласуется с изотопными данными по детритовым цирконам.

Характер распределения редких элементов в цирконах, нормированных к хондриту аналогичен с таковым для магматических цирконов из диорит-аплитовых комплексов [Каулина, 2010]. На графике распределения наблюдается отчетливая положительная Ce и отрицательная Eu аномалии. Отношения U/Th колеблются в узком интервале от 1.22 до 2.32; в среднем 1.78; Hf/U – 60–206, в среднем 128, отношение Eu/Eu* в среднем 0.33; что характеризует цирконы как магматические.

Таким образом, полученные изотопно-геохимические данные по конгломератам калгачинской свиты позволяют предположить кислый магматический источник, а судя по форме и сохранности галек его близкое расположение. Возможным источником обломочного материала конгломератов могут являться комплексы гранитоидовКаменноозерской структуры.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант № 17-05-00592 А.

ЛИТЕРАТУРА

Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2010. 144 с.

Межеловская С.В., Корсаков А.К., Межеловский А.Д. Состав и строение токшинской свиты ветреного пояса (юго-восток Балтийского щита). Известия ВУЗов. Геология и разведка, № 4. М: МГРИ-РГГРУ, 2013. С. 11-16.

Межеловская С.В., Корсаков А.К., Межеловский А.Д., Бибикова Е.В. Временной диапазон формирования осадочно-вулканогенного комплекса Ветреного Пояса. Стратиграфия, геологическая корреляция. М.: Наука, 2016. Т. 24. № 2. С. 3-16.

Мыскова Т.А., Житникова И.А., Львов П.А. Позднеархейский среднекислый магматизм Южно-Выгозерской и Каменноозерской зеленокаменных структур Центральной Карелии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 4. С. 3-27.

Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Куликов В.С., Куликова В.В. Петрография и Sm-Nd возраст дифференцированного потока коматиитовых базальтов Ветреного Пояса (Балтийский щит) // Геохимия. 1991. № 5. С. 625-634.

Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. Atlas of Zircon Textures. Rev. Mineral. Geochem., 2003. Vol. 53. P. 469-500.

Puhtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W., Chauvel C., Kulikov V.S., Garbe-Schnberg C.D., Nemchin A.A. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // Geochim. CosmochimActa. 1997. Vol. 61. P. 1205-1222.

Puchtel I.S., Touboul M., Blichert-Toft J., Walker R.J., Brandon A.D., Nicklas R.W., Kulikov V.S. and Samsonov A.V. Lithophile and siderophile element systematics of Earth's mantle at the Archean-Proterozoic boundary: Evidence from 2.4 Ga komatiites. Geochimica et CosmochimicaActa. 2016. 180. 227-255.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ РЗЭ В ЦИРКОНЕ МЕТОДОМ ЭЛЕКТРОННО-ЗОНДОВОГО РЕНТГЕНОСПЕКТРАЛЬНОГО МИКРОАНАЛИЗА: МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Михеева А.В., Замятин Д.А., Вотяков С.Л.

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

Данные о соотношении РЗЭ и их содержании, которые, варьируют в природных цирконах от долей до десятков тысяч ppm, широко используется при петрогенетических построениях в геологии [Hoskin, Schaltegger, 2003]. В настоящее время для анализа содержания РЗЭ в зернах циркона преимущественно используется метод ЛА-ИСП-МС с погрешностью 1–10 ppm и локальностью (размером кратера абляции) 30–50 мкм; вследствие чего применение метода для исследования микрогетерогенных зерен размером 50–200 мкм достаточно проблематично из-за малых размеров отдельных фрагментов текстуры зерен. Метод электронно-зондового микроанализа (ЭЗМА) обладает существенно более высокой локальностью, но меньшей чувствительностью, в том числе из-за значительного перекрывания рентгено-эмиссионных линий РЗЭ. Число опубликованных работ по определению содержания отдельных (пяти-шести) РЗЭ в минералах методом ЭЗМА ограничено [Seckendorff, 2000; Pyle, Spear, Wark 2002]. Актуально развитие метода ЭЗМА для определения полного спектра РЗЭ в цирконе с достаточно низкими пределами обнаружения (ПО).

Цель работы – совершенствование и апробация на зернах циркона методики количественного определения содержания всего спектра РЗЭ и Y на микроанализаторе Cameca SX100 с ПО не хуже 100–300 ppm.

Образцы. В качестве стандартов использованы синтетические алюмосиликатные стекла REE1 (Y, Pr, Dy, Er), REE2 (Ce, Eu, Ho, Tm), REE3 (La, Sm, Gd, Yb), REE4 (Nd, Tb, Lu) с содержанием РЗЭ 4 мас. % и REEAll с содержанием всех РЗЭ 0.5 мас. %; изучены образцы циркона сравнения MudTank, Plesovice, GJ, 91500 [Heinonen, Andersen, 2010; Slama, 2008; Yue-Heng, 2014] и зерна гетерогенного циркона 8–6 метаморфических пород Мугоджар.

Оборудование и методика. Анализ выполнен на микроанализаторе Cameca SX100 с пятью волновыми спектрометрами. Методика количественного определения содержания РЗЭ и Y в цирконе включала: выбор оптимальных параметров колонны (напряжения и силы тока пучка), времени экспозиции, положения аналитических линий и точек измерения фона; учет спектральных наложений линий с использованием процедуры [Amli, Griffin, 1975]; распределение аналитических линий РЗЭ и Y по кристалл-анализаторам LIF, LPET, LLIF, PET, LIF с учетом общего времени регистрации на каждом спектрометре и значений погрешности определения.

В результате оптимизации работы микроанализатора достигнуты следующие пределы обнаружения: 100–150 ppm – для Dy, Gd, Ce, Nd, Sm; 150–200 ppm – для Yb, Ho, Pr; 200–300 ppm – для Tb, Er, Eu, La, Lu; погрешность определения 100–500 ppm. В серии из 20 точек ПО – 20–50 ppm – для Yb, Dy, Gd, Ce, Nd, Pr, Sm, Y и 50–100 ppm для Er, Ho, Tb, Tm, Eu, La, Lu; погрешность определения 100–200 ppm.

Методика использована для определения содержания РЗЭ в контрольном образце REEAll; установлено, что средние концентрации РЗЭ в серии из 20 точек (рис. 1) в пределах погрешности совпадают с паспортны-

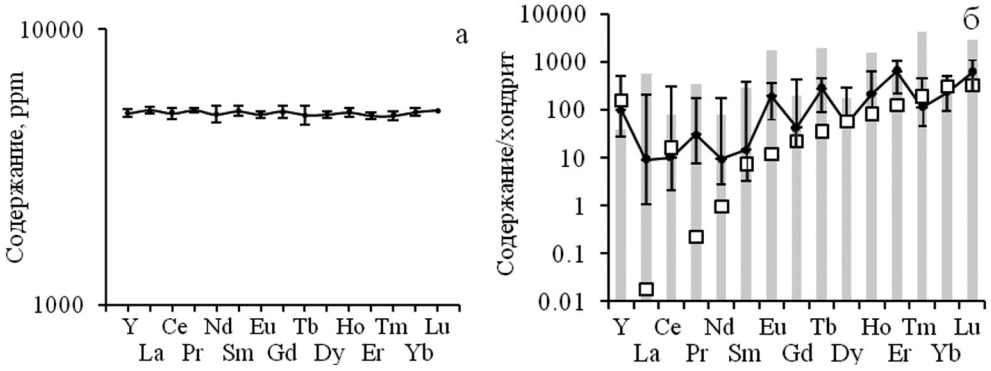


Рис. 1. Результаты измерения содержания РЗЭ в стекле REEAll (а) и цирконе GJ (б).

Квадраты – содержания РЗЭ согласно [Heinonen, Andersen, 2010]; серые прямоугольники – достигнутые ПО. ПО и погрешность определены для серии из 20 точек, следуя [Ancey, 1978].

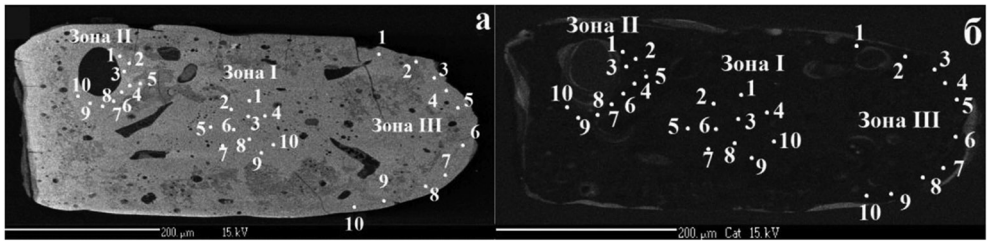


Рис. 2. BSE (а) и CL-изображение (б) зерна циркона 8–6.

Цифрами отмечены аналитические точки в зонах I–III.

Таблица 1. Средние содержания РЗЭ (ppm) и достигнутые ПО (ppm) в различных зонах зерна циркона 8–6

Зона	Химический состав, ppm														
	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
I	2092	319	480	197	508	320	450	745	213	330	432	543	602	804	845
II	27245	557	2849	275	1544	527	827	1723	485	3637	1143	2636	1058	4443	1194
III	992	25	40	10	34	36	37	115	58	161	221	288	98	463	176
ПО, ppm	25	91	51	83	42	56	83	57	67	64	60	73	102	80	75

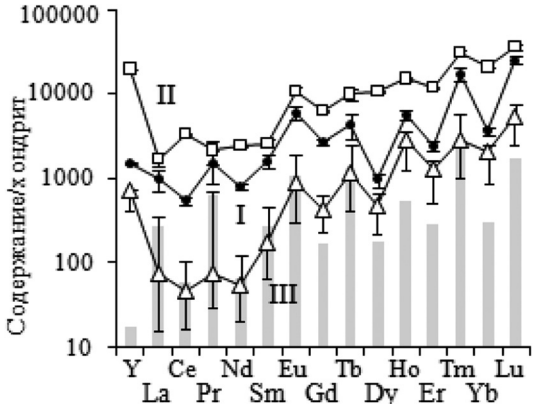


Рис. 3. РЗЭ-специализация циркона 8–6 (а–в – зоны I–III).

ми значениями. Выполнен анализ содержания РЗЭ в образцах циркона MudTank, Plesovice, GJ, Temora, 91500; для примера на рис. 1б представлены измеренные содержания РЗЭ в цирконе GJ; практически для всех элементов измеренные содержания оказались ниже достигнутых пределов обнаружения, что согласуется с работой [Heinonen, Andersen, 2010].

Выполнен анализ содержания РЗЭ в цирконе 8–6 метаморфических пород Мугоджар; его зерно имеет сложную микротекстуру, что явно фиксирутся по BSE- и CL-изображениям (рис. 2, табл. 1); выделяется три (I–III) зоны. Наибольшее содержание РЗЭ наблюдается в зоне II; зона III – низкопримесная (для РЗЭ достигнуты ПО ниже 100 ppm) (рис. 3).

Разработана и апробирована на примере образцов циркона MudTank, Plesovice, GJ, Temora, 91500 и циркона метаморфитов методика количественного определения содержания всего спектра РЗЭ в минерале методом ЭЗМА с локальностью на уровне единиц мкм с ПО менее 100 ppm; продемонстрированы возможности методики.

Работа выполнена в ЦКП УрО РАН «Геоаналитик» при финансовой поддержке гранта РНФ № 16-17-10283.

ЛИТЕРАТУРА

Ancey M., Bastenaire F., Tixier R. Applications of statistical methods in microanalysis. In: Maurice F., Meny L., Tixier R. (eds) // Microanalysis and scanning electron microscopy. Proceedings of the Summer School at St-Martin-d'Heres. Les Editions de Physique, Orsay, France, 1978. P. 319-343.

Amli R., Griffin W.L. Microprobe analysis of REE minerals using empirical correction factors // American Mineralogist. 1975. V. 60. P. 599-606.

Heinonen A.P., Andersen T.B. Re-evaluation of Rapakivi Petrogenesis: Source constraints from the Hf isotope composition of zircon in the Rapakivi Granites and associated mafic rocks of Southern Finland // Journal of Petrology. 2010. V. 31(8). P. 1687-1709.

Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Eds. Hanchar J.M., Hoskin P.W.O. Washington: The Mineralogical Society of America, 2003. V. 53. P. 27-62.

Pyle J.M., Spear F.S., Wark D.A. Electrone microprobe analysis of REE in apatite, monazite and xenotime: protocols and pitfalls // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2002. V. 48, № 1. P. 337-362.

Seckendorff V.V. Detection limits of selected rare-earth elements in electron-probe microanalysis // Eur. J. Mineral. 2000. V. 12. P. 73-93.

Slama J. and etc. // Chem. Geol. 2008. V. 239. P. 1-35.

Yue-Heng Y. and etc. // Chem. Geol. 2014. V. 385. P. 35-55.

МЕДНО-ПОРФИРОВЫЕ РУДНЫЕ УЗЛЫ МАЛОГО КАВКАЗА И ЭПОХИ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ

Мотов А.П., Валеева О.К., Малах Ю.Е., Головина Т.А.

АО «Полиметалл УК», motovAP@polymetal.ru

Медно-порфировые рудные системы в понимании P.M Sillitoe [2010], широко распространенына территории Малого Кавказа и связаны с гранитами.Эти рудные системы сформировались в условиях островной дуги юрско-меловой эпохи и в коллизионных условиях эоцен-миоценовой эпохи [Мелконян и др., 2014; Мовсесян и др., 2015]. Строение медно-порфировых рудных систем Малого Кавказа удобнее всего рассматривать в объеме медно-порфирового рудного узла [Мотов и др., 2016], параметры которого (первые сотни квадратных километров по площади и первые километры в вертикальном сечении) позволяют увидеть весь набор типов рудной минерализации в составе рудного узла. Медно-порфировый РУ характеризуется центробежной зональностью. В центре рудного узла, локализована медно-молибденовая минерализация. В геологическом плане – это апикальные части гранитного массива, осложненные дайками и субвулканическими штоками. В горизонтальном сечении размер рудных штокверков измеряются первыми квадратными километрами и распространяется на глубину 800–1200 м. Медно-молибденовый штокверк расположен в метасоматических ореолах калиевого полевого шпата, кварца, мусковита. Примерами таки медно-молибденовых месторождений являются юрско-меловые месторождения Тегхут, Ханкаван, Кашен и эоцен-миоценовые месторождения Каджаран, Дастакет, Айгедзор. В направлении удаления от центра медно-порфирового РУ в экзоконтактовом пространстве гранитных массивов, в круто падающих линейных тектонических зонах, трассированных аргиллизитами иберезитами проявлена золотополиметаллическая минерализация, имеющая протяженность до первых тысяч метров, вертикальный размах 300–400 м, мощность до первых метров. К месторождениям золотополиметаллических руд относят месторождения юрско-меловой (Шаумян, Бектакари, Давид-Гареджи) и эоцен-миоценовой эпох (Азатек, Арманис, Арчут, Ваз, Воскедзор, Личкваз-Тэй). Над гранитными массивами, на удалении 1–1.5 км золотополиметаллическая минерализация сменяется жильно-штокверковой золоторудной минерализацией в алунитовых вторичных кварцитах среди более широко распространенных ореолов аргиллизации. Руда такого типа наблюдаются на месторождении Човдар юрско-меловой эпохи [Азадалиев и др., 2013] и месторождениях Амульсар и Барцнавар эоцен-миоценовой эпохи. К периферии медно-порфировых РУ приурочены золотокварцевые месторождения юрско-меловой (Тухманук, Царсарасар-Агудзак) и эоцен-миоценовой (Караберд, Меградзор, Меграсар) эпох. Граниты юрско-меловой эпохи выделены внутри Сомхето-Карабахской структуры, которая составляет северо-восточный фланг Мало-Кавказской складчатой области (рис. 1). Примером такого гранитного массива служит Кохб-Шнохский массив, включающий последовательно сформированные тоналиты, кварцевые диориты, лейкограниты. К западному экзо-эндоконтактовому пространству массива приурочено медно-молибденовое Техутское месторождение. Другим примером может служить Мехманинский гранитный массив, сложенный тоналитами, кварцевыми диориты, гранодиоритами и диоритами, контролирующий Кашенское медное месторождение. Граниты эоцен-миоценовой эпохи выделены в пределах Цакхунг-Занзегурской тектонической зоны, которая составляет центральную и восток-юго-восточную части Малого Кавказа. Примером такого массива может служить Ордубатский массив. Он сложен последовательно сформированными габбро, диоритами, гранодиоритами, монцонитами, граносиенитами, кварцевыми порфиритами. Внутри гранитного массива расположены медно-молибденовые месторождения Каджаран, Личк, Айгедзор, а в около интрузивном пространстве – золотополиметаллические месторождения Личкваз-Тэй, Ваз, Пьезбаши и другие. К этому же типу гранитных массивов относится Дастакертский массив, во внутри интрузивном пространстве которого расположено медно-молибденовое месторождение Дастакерт, а в около интрузивном пространстве – золотополиметаллическое месторождение Мамзак, золотокварцевое месторождение Воскедзор.

Содержания и запасы благородных металлов в этих месторождениях имеют близкую тенденцию распределения по рудно-формационным типам месторождений в ряду от медно-порфировых руд к золотополиметаллическим и далее – к золотокварцевым рудам. В этом направлении повышаются средние содержания Au и Ag в рудах, как юрско-меловых месторождениях, так и эоцен-миоценовых месторождениях (рис. 2). На приведенных рисунках видно, что в медно-порфировых РУ Малого Кавказа как юрско-меловой, так и эоцен-миоценовой эпох гранитизации максимальное количество благородных металлов сосредоточено в золотополиметаллических месторождениях.

Количество благородных металлов (рис. 3) и среднее содержание Au в золотополиметаллических месторождениях обоих эпох примерно равно и составляет для месторождений каждой эпохи не менее 100 т золо-

Рис. 1. Металлогенические зоны и медно-порфировые узлы Малого Кавказа.

1 – неоген-четвертичные породы, перекрывающие эоцен-миоценовые и юрско-меловые комплексы пород; 2–4 – металлогеническая подразделения эоцен-миоценовой коллизионной эпохи: 2 – Цакхунг-Занзегурскаяметаллогеническая зона, 3–4 – медно-порфировый РУ: 3 – ядерная, внутри интрузивная часть РУ; 4 – околоинтрузивная часть РУ; 5–7 – металлогенические подразделения юрско-меловой островодужной эпохи: 5 – Сомхет-Карабахская металлогеническая зона; 6–7 – медно-порфировые РУ: 6 – центральная, внутри интрузивная часть РУ; 7 – околоинтрузивная часть РУ.

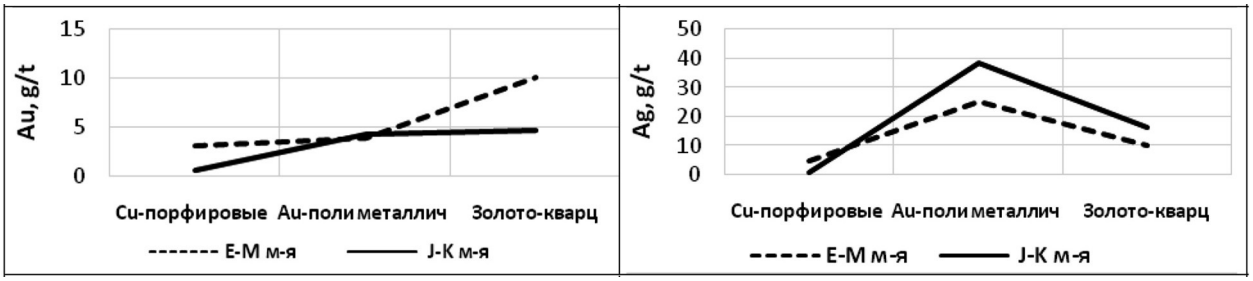


Рис. 2. Распределение средних содержаний Au (слева) и Ag (справа) по типам месторождений медно-порфировых рудных узлов юрско-меловой и эоцен-миоценовой эпох.

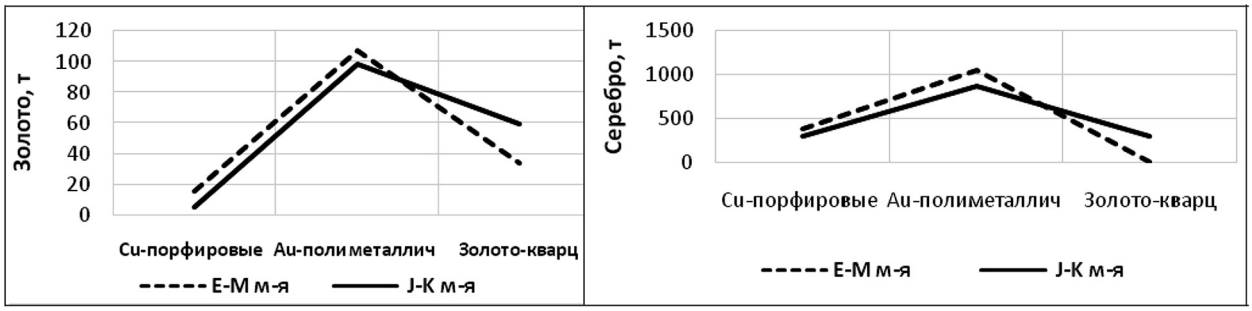


Рис. 3. Распределение ресурсов золота (слева) и серебра (справа) по типам месторождений медно-порфировых рудных узлов юрско-меловой и эоцен-миоценовой эпох.

та и 1000 т серебра при среднем содержании Au около 4.5 г/т. Сопоставимый уровень запасов золота и серебра в известных к настоящему времени золотополиметаллических месторождениях как юрско-меловой, так и эоцен-миоценовой эпох формирования этих месторождений, позволяет предсказать равную возможность обнаружения новых золотополиметаллических месторождений как в Цакхунг-Занзегурской, так и в Сомхето-Карабахской структурах.

ЛИТЕРАТУРА

Азадалиев Д.А., Мусаев Ш.Д., Мамедова Т.А. Характерные особенности Човдарского золоторудного месторождения (Малый Кавказ. Азербайджан) // Известия Бакинского университета. 2013. № 2. С. 117-130.

Мелконян Р.Л., Моритц Р., Таяна Р.Н. и др. Главнейшие медно-порфировые системы Малого Кавказа // Известия НАН РА. Науки о Земле. 2014. Вып. 67. № 1. С. 3-29.

Мовсесян Р.С., Мовсисян А.И., Манукян В.М. Медно-порфировая минерализация Анкаванского рудного поля и геолого-структурные условия их размещения // Известия НАН РА, Науки о Земле, 2015, 68, № 1, 67-76.

Мотов А.П., Валеев О.К., Малах Ю.Е., Головина Т.А. Геохимическая оценка медно-порфировых узлов и золотополиметаллических месторождений Малого Кавказа // Руды и металлы. 2016. № 4. С. 72-79.

Sillitoe P.H. Porphyry Copper System // Economic Geology. 2010. Vol. 105. P. 3-41.

COPPER-PORPHYRY ORE KNOTS OF LESSER CAUCASUS AND EPOCHES OF GRANITES FORMATION

Motov A.P., Valeyeva O.K., Malakh Y.E., Golovina T.A.

*JSK «Polymetal Management», motovAP@polymetal.ru

Copper-porphyry ore systems, in the understandings of PM Silitoe [2010], arewidelyspread in the territory of Lesser Caucasus and are associated with granites. These ore systems were formed in the conditions of the island arc of the Jurassic-Creatceous epoch and in the collision conditions of the Eocene-Miocene epoch [Melokonyan et al., 2014; Movsesyan et al., 2015]. The structure of copper ore systems of the Lesser Caucasus is better to be considered in the volume of copper-porphyry ore knot [Motov et al., 2016], which parameters (the first hundreds of square kilometers in area and the first kilometers in vertical section) allow us to see the entire set of types of ore mineralization in the composition of the ore knot.

Copper-porphyry ore knots are characterized by the following typical centrifugal zoning. Copper-molybdenum mineralization is localized in the center of the ore knot. Geologically, these are apical parts of a granite massif complicated by dikes and subvolcanic stocks. In the horizontal section, the size of ore stockwork is measured by the first square kilometers and extends to the depth of 800–1200 m. Copper-molybdenum stockwork is located in metasomatic halos of potassium feldspar, quartz, muscovite. Teghut, Khankavan, Kashen Jurassic-Cretaceous deposit sand Kajaran, Dastakert, AygedzorEocen-Miocen deposits can be named as examples of such copper-molybdenum deposits. In the direction from the center of copper-porphyry ore knot in the exocontact space of granite massif, in the steeply falling linear tectonic zones traced by argillizites and berezites, gold-polymetallic mineralization has been observed, extending up to the first meters. Gold-polymetallic ore deposits include the Jurasic-Cretaceous deposits (Shaumyan, Bektakari, Dsavide-Garedji) and Eocene-Miocene deposits (Armanis, Voskedzor, Lichkvaz-Tey). Above granite massif, at a distance of 1–1.5 km, gold-polymetalic mineralization is replaced by vein-stockwork gold mineralization

among the more widespread halos of argillization. Such ore types are observed at the Chovdae deposit of the Jurassic-Cretaceous epoch [Azadaliev et al., 2013] and the Amulsar and Bartsnavar deposits of the Eocene-Miocene epoch. Gold-quartz deposits of the Jurassic-Cretaceous (Tukhmanuk, Tsarsarasar-Agudzak) and Eocene-Miocene (Karaberd, Meghradzor, Megrasar) epochs are confined to the periphery of copper-porphyry ore knot.

The granites of the Jurassic-Cretaceous epoch are identified within the Somkheto-Karabakh structure, which forms the northern flank of the Lesser Caucasus folded region (Fig. 1). The example of granite massifs of the Jurassic-Cretaceous epoch is the Kokhb-Shnokh massif, whichincludes sequentially formed tonalities, quartz diorites, leucogranites. The copper-molybdenum Theghut deposit is confined to the western exo-endocontact space of this massif. Another example is the Mekhmaninsky granite massif, folded with tonalities, quartz diorites and diorites, which controls the Kashen copper deposit. The granites of the Eocene-Miocene epoch are separated within the Tsakkhung-Zanzegur tectonic zone, which forms the central and east-south-eastern parts of the Lesser Caucasus.

An example of a granite massif of the Eocene-Miocen epoch is the Ordubad massif. The massif is composed of successively formed gabbros, diorites, granodiorites, monzonites, granosyenites, qiartzporphyrites. Within the intrusive space of this granite massif there are copper-molybdenum deposits Kajaran, Lichk, Aygedzor and in near intrusive space – gold-polimettalic deposits Lichkvaz-Tey, Vaz, Piesbachi and others. The Dastakert massif belongs

Fig. 1. Metallogenic zones and coper-porphyry knots of Lesser Caucasus.

1 – Neogene-Quaternery rocks that overlap the Eocene-Miocene and Jurassic Cretaceous rock complexes; 2–4 – metallogenic subdivisions of the Eocene-Miocene collision period: 2 – Tsakkhung-Zanzegurmetalogenic zone, 3–4 – copper-porphyry knots: 3 – central, inside intrusive part ore knot, 4 – near-intrusive part of ore knot; 5–7 – metallogenic divisions of Jurassic Cretaceous island arc period: 5 – Somkheto-Karabakhmetalogenic zone, 6–7 – copper-porphyry knots: 6 – central, inside intrusive part ore knot, 7 – near-intrusive part of ore knot.

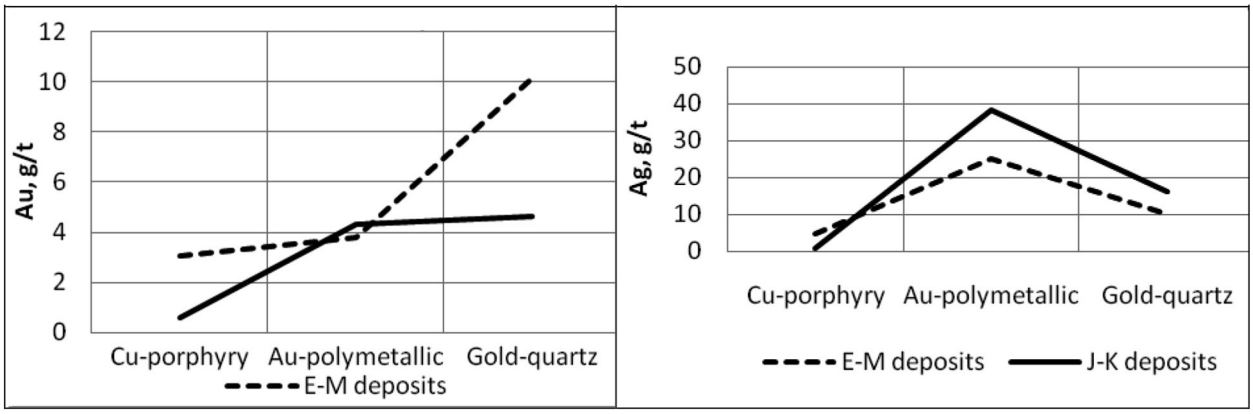


Fig. 2. Distribution of average Au (left) and Ag (right) grades by ore types of copper-porphyry knots of the Jurassic-Cretaceous and Eocene-Miocene epochs.

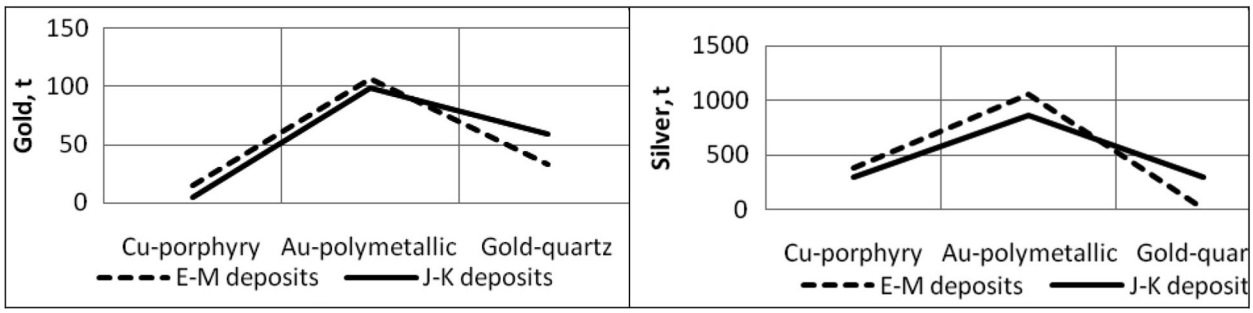


Fig. 3. Distribution of gold (left) and silver (right) resources by ore types of copper-porphyry ore deposits of the Jurassic-Cretaceous and Eocene-Miocene epochs.

to the same type of granite massifs, in the intrusive space of which there is the Dastakert copper-molybdenum deposit, and in near intrusive space – the gold-polymetalic Mamzac deposit and Voskedzor gold-quartz deposit.

The content and resources of precious metals in these deposits have similar tendency to be distributed along ore formational types of deposits in a row from copper-porphyry ores to gold-polymettalic and, subsequently, gold-quartz ores. In this direction, the average Au and Ag contents on ore, both in Jurasic-Cretaceous and Eocene-Miocene deposits, increase (Fig. 2). In deposits of both age groups, the greatest amount of gold and silver is concentrated in gold-polymetallic ores, and the smallest in copper-molybdenum ores (Fig. 3). The figures show that in the copper-porphyry knots of Lesser Caucasus as the Jurassic-Cretaceous and Eocene-Miocene epochs of granitization, the maximum amount of noble metals is concentrated in gold-polymetallic deposits. The amount of noble metal sand the average Augrade in gold-polymetallic deposits of both epochs is aporoximatelly equal and for the deposits of each epoch is not less than 100 tons gold and 1000 tons silver with average Au grade 4.5 g/t.

A comparable level of gold and silver resources in the known gold-polymetallic deposits of both the Jurassic-Cretaceous and Eocene-Miocene epochs in the formation of these deposits allows us to predict an equal opportunity of discovering new gold and polymetallic deposits both in the Tsakkhung-Zagengur and Somchato-Karabagh structures.

REFERENCES

Azadaliev D.A., Musayev Sh.D., Mamedova T.A. Characteristic features of Chovdar gold deposit (Lesser Caucasus, Azerbaijan) // Izvestia Baku University. 2013. #2. P. 117-130.

Melokonyan R.L., Moritz R., Tayana R. N. et al. Major copper-porphyry systems of the Lesser Caucasus // Proceeding of NAS RA. Earth Sciences. 2014. Issue. 67. P. 2-19.

Movsesyan R.S., Movsesyan A.I., Manukyan V.M. Copper-porphyry mineralization of the Ankavanore field and geological and structural conditions for their location // Proceedingsof the NASRA. Earth Sciences. #1. 2015. P. 67-76.

Motov A.P., Valeyev O.K., Malakh J.E., Golovina T.A. Geochemical evaluation of copper-porphyry ore knots and gold-polymetallic deposits of Lesser Caucasus // Ore and Metals. 2016. #4. P. 72-79.

Sillitoe P.H. Porphyry Copper System // Economic Geology. 2010. Vol. 105. P. 3-41.

THE EBELEKANE TANTALE-BEARING GRANITE (AHAGGAR, ALGERIA): A REPRESENTATIVE EXAMPLE OF POST-COLLISIONAL PAN-AFRICAN MAGMATISM

Nedjari S.

Faculty of Earth Sciences and Town and Country Planning, USTHB, Algiers, Algeria, nedjari.s@gmail.com

The Ahaggar, part of the Trans-Saharan Pan-African Belt, was formed mostly between 730 and 580 Ma by amalgamation of numerous contrasted terranes along megashear zones.This Neoproterozoic orogen resulted from the convergence between the East Saharan Craton (ESC) to the east and the West African Craton (WAC) to the west. The end of the post-collisionevent wascharacterized by the emplacement of the so-called "post-orogenic Taourirt" suites (PO) along transcurrent faults, post-dating the emplacement of the voluminousN-S elongated high-K calc-alkaline batholiths (HKCA) mainly controlled by transpressive movements along major shear zones.

The Ebelekane Ta-bearing granitemay be referred to the latest intrusive phases (539–523 Ma) including highly evolved and volatile-rich peraluminous albite-topaz-bearing granites with hosted Ta Nb Sn ore deposits. It is a small elliptical sheet-like bodycomposed of massivealbite-zinnwaldite-topaz granite (AZT) and an overlying banded aplite-pegmatite (AP) which is confined at the top.

The magmatic origin of the ore-deposit is supported by many textural and mineralogical features. The Nb-Ta-Sn oxide minerals, mainly columbite, tantalite, wodginite and Ta-bearing cassiterite, follow a typical Mn-sequence that represents a trend of primary crystallization. Their occurrence as primary magmatic minerals indicates that the late-stage granite magmas were strongly enriched in F.

The geochemistry data are characteristic of highly evolved granites. The Ebelekane Ta-bearing graniteowes its particular characteristics to major fractional crystallization processes of an initial F-rich magma and is obviously representative of highly fractionated ultimate residual melts. In such highly evolved systems, the volatile or fluxing components lower solidus temperature, decrease silicate melt viscosity, enhance the solubility of water and thus extend magmatic crystallization down to low temperature, leading to the extreme metal concentration in residual liquids.

However, the Ta enrichment isthought to be linked to a late stage fluid-melt interaction, involving F-complexing which gave rise to disturbed chemical patterns (e.g. the contrasted "non-CHARAC" trace element behaviorand thelanthanide "tetrad effect").

The Ebelekane granite might be the direct consequence of the active post-collision lithosphere delamination that occurred at the end of Pan-African orogeny, providing further sources of energy for the mobilization of rare metals by the high heat flow created during the asthenosphere ascent.

ГЕОДИНАМИКА ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА В ОРОГЕННЫХ СИСТЕМАХ ЭПИОКЕАНИЧЕСКОГО ТИПА

Нечеухин В.М., Краснобаев А.А., Волчек Е.Н.

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия,
necheuhin@igg.uran.ru

Принято считать, что состав продуктов магматизма в орогенных структурах связан с глубинными слоями литосферы. Предполагается также, что граниты в этих структурах через глубинные разломы связаны с гранитным (гранито-гнейсовым) слоем. Такие предположения распространяются практически на все орогенные структуры земной коры. Однако внедрение в изучение орогенных систем положений мобилистской парадигмы и входящей в нее концепции тектоники литосферных плит показало, что эти представления не соответствуют особенностям, которые характеризуют орогенные системы с признаками образования за счет трансформации океанических бассейнов. Их индикаторными признаками являются присутствующие в океанических бассейнах и части орогенных систем ассоциации океанического спрединга и островодужной субдукции. Такие системы были выделены в системы эпиокеанического типа (гр. epi, epigenesis – после, произведенные после). Устанавливаются и другие особенности этих систем, которые влияют на представления о формировании в их сложении гранитов.

Как показывают геофизические данные, и данные подводного бурения в океаническом пространстве современных бассейнов отсутствует гранитный слой. Это не позволяет связывать граниты с наличием такого слоя. Соответственно сходное положение характеризует также орогенные системы эпиокеанического типа. Однако орогенные системы этого типа имеют более сложное глубинное строение земной коры и литосферы. Это можно проанализировать на примере Уральской орогенной системы. По всем параметрам ее можно отнести к генотипу орогенных систем эпиокеанического типа.

Таким образом, можно сделать достаточно обоснованный вывод о том, что граниты не могут формироваться в океаническом бассейне. Скорее всего они образуются на заключительных этапах становления орогенов эпиокеанического типа при процессах адекватных мобилистским условиям и обстановкам тектоники литосферных плит. В свою очередь они создают неоднородность в глубинном строении земной коры орогенных систем этого типа.

Проведенные интерпретации геофизических данных по Уральской орогенной системе показали отсутствие сплошного или крупных зон развития гранитного слоя в глубинном строении ее земной коры, которое характеризуется сложностью и неоднородностью. Часть земной коры и литосферы, прилегающей с востока к палеогранице палеократон – палеобассейн, не содержит гранитного слоя. Эта полоса характеризуется корой островодужного типа. Восточнее располагается другая полоса с корой гетерогенного типа. На поверхности она сложена блоками океанической коры в офиолитовых ассоциациях и поясами континентальных террейнов с докембрийскими (архейско–раннепротерозойскими) радиологическими возрастами метаморфитов основания. Метаморфическое основание террейнов несет следы субгоризонтального строения континентальной коры и осложнено массивами гранитов палеозойского возраста, которые не выходят за границы террейнов. Континентальные террейны в этой части орогена заметно концентрируются в системы линейных поясов, располагающиеся согласно палеограницы палеократон – палеобассейн. Кроме того такие пояса локализуются в зонах коллизионных швов и протрузий ультрабазитов, а также сопровождаются зонами тектонического скучивания. Еще восточнее в сложении земной коры орогена значительно увеличивается роль континентальных террейнов и их систем в форме микроконтинентов. Кора приобретает физические свойства близкие к континентальной (субконтинентальной) коре и может обозначаться как кора композитного типа.

Геодинамическая типизация гранитов орогенных систем эпиокеанического типа теоретически и практически основывается на их связи со структурными и вещественными ассоциациями, характеризующими определенные геодинамические режимы и обстановки. На основании таких соотношений на примере данных по Уральской орогенной системе и ряду других систем эпиокеанического типа можно выделить граниты следующих геодинамических режимов и обстановок:

1) внутритеррейновой синколлизионной активизации; 2) краевых вулкано-интрузивных поясов активных континентальных окраин или их аналогов (континентальных террейнов, микроконтинентов, композитных окраин); 3) линейной и площадной коллизии; 4) активизации зон коллизионного столкновения континентальных и океанических плит; 5) межтеррейновой коллизии; 6) аллохтонного сдваивания разрезов земной коры или их фрагментов; 7) межорогенного коллизионного столкновения.

Как можно видеть, все геодинамические типы гранитов орогенных систем эпиокеанического типа связаны со структурно-вещественными ассоциациями аккреционно-коллизионной последовательности. В порядке обсуждения авторами выдвигается предположение, что основная часть гранитоидов образуется за счет магм кислого состава, формирующихся в зонах аккреционного скучивания и проявления коллизионных процессов сжатия и межблоковых срывов. Определенную роль играют процессы активизации континентальной коры периферии океанических бассейнов.

Связь формирования магм кислого состава в зонах сложного взаимодействия блоков разного состава при активном участии процессов аккреции и коллизии может быть показана на геодинамических моделях, а энергетические источники могут иметь математическое обоснование.

Предварительный теоретический вывод может заключаться в том, что в орогенных системах эпиокеанического типа литосферная часть с продуктами кислого магматизма формируется не за счет их выноса с нижних глубоких горизонтов, а за счет вещественной трансформации верхней части литосферы. В этом случае литосфера орогенных систем такого типа должна рассматриваться как новообразование. Появление в габбро-гранитных сериях орогенных систем эпиокеанического типа так называемых “мантийных гранитов” с низкими стронциевыми отношениями связано, вероятно, с тем, что такие серии относятся к продуктам глубокой трансформации океанической коры в островодужной надсубдукционной обстановке и также должны рассматриваться в качестве литосферных новообразований.

Исследования выполнены при финансовой поддержке программы УрО РАН (проект № 15-18-5-20).

ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД КОМПЛЕКСА ТТГ ИНГОЗЕРСКОГО БЛОКА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Ниткина Е.А.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты, Россия, nitkina@geoksc.apatity.ru

Ингозерский массив расположен в Терском блоке Беломорского террейна Кольского полуострова и сложен гнейсами и гранитоидами архея [Батиева&Бельков, 1968; Козлов и др., 2006; Харитонов, 1966], которые представляют собой комплекс основания. Архейские комплексы основания, как картируемые геологически значимые структуры имеют называние тоналит-трондъемит-гнейсового комплекса – TTG [Митрофанов, 2001]. Датировок древнее 3.0 млрд лет по детритовым цирконам по Кольскому полуострову достаточно много [Вревский и др., 2010; Кожевников и др., 2010]. Кроме того породы Архея метаморфизованы в гранулитовых фациях метаморфизма, есть лишь малая доля террейнов, где комплекс основания (инфраструктуры) метаморфизован в амфиболитовой фации, в том числе Ингозерский массив.

В ранее проведенных исследованиях [Батиева&Бельков, 1968; Бельков и др., 1971; Докембрийская тектоника…, 1992; Загородный&Радченко, 1978; Объяснительная записка…, 1994] в пределах Ингозерского блока выделены следующие типы пород: биотитовые, биотит-амфиболовые, амфибол-биотитовые гнейсы, гранитогнейсы, амфиболиты, гранодиориты и пегматиты.

В породах Ингозерского комплекса наблюдается следующая последовательность эндогенных процессов (по материалам [Козлов и др., 2006]):

1 этап – образование пород, исходных для биотитовых гранитогнейсов; 2 этап – внедрение даек основных пород, впоследствии превращенных в полевошпатовые амфиболиты; 3 этап – деформация пород, рассланцевание; 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).

Для биотитовых гнейсов Ингозерского массива [Bayanova et al., 2016] методом датирования единичных цирконов (ID-TIMS) установлен возраст 3149 ± 49 млн лет; по данным SHRIMP датирования установлен возраст метаморфизма: 2725.5 ± 2 млн лет для амфибол-биотитовых гнейсов и 2733.6 ± 6.6 млн лет для биотит-амфиболовых гнейсов.

Цель данного исследования – установление временной шкалы геологических процессов, проявленных в Ингозерском блоке.

Пробы на изотопное U-Pb датирование были отобраны из биотитовых гнейсов (Н-10-01), амфибол-биотитовых гнейсов (Н-10-07) и биотит-амфиболовых гнейсов (Н-10-08). Предварительное изотопное U-Pb датирование циркона и других акцессорных 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 табл. 1. Распределение редкоземельных элементов (нормализованное к хондриту) для проб биотитовых, амфибол-биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов показано на рис. 1.

Для гнейсов Ингозерского массива характерны высокие содержания Na, Ca и низкие K; а также распределение редкоземельных элементов схожие с таковыми для пород комплексов TTG, известных в Мире [Martin et al., 2014].

Из мономинеральных фракций циркона пробы Н-10-01 отобраны четыре популяции циркона для изотопного U-Pb датирования. 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 об-

Таблица 1. Химический состав пород Ингозерского блока

	SiO_2	TiO_2	$Al2O_3$	$Fe2O_3$	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
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

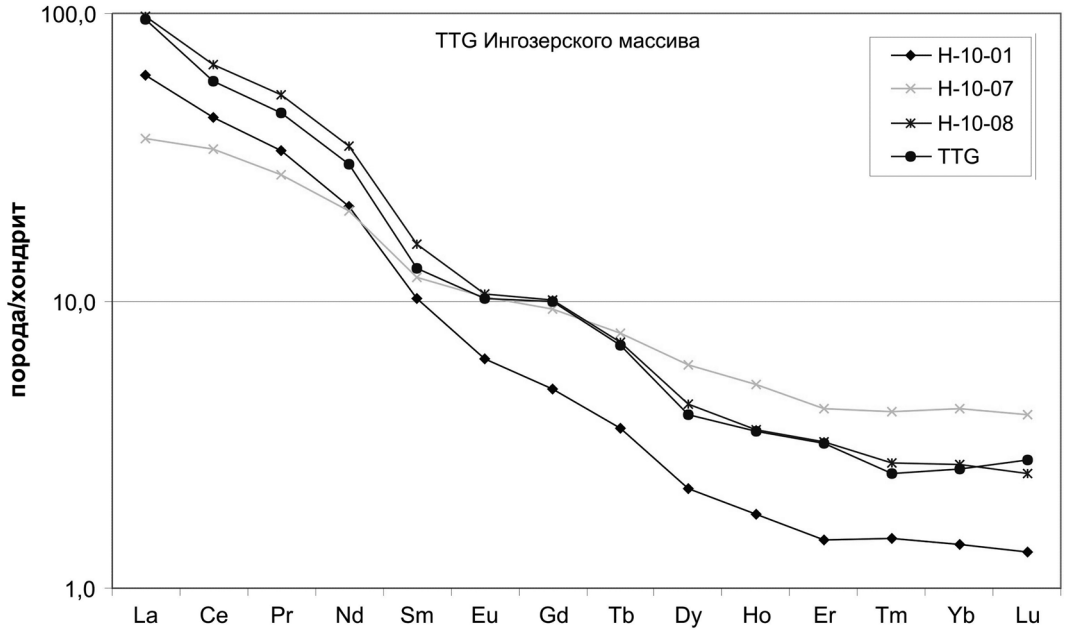


Рис. 1. Распределение РЗЭ нормированное к хондриту для биотитовых, амфибол-биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов Ингозерского массива (анализы выполнены д.г.-м.н. О.М. Туркиной, ИГ СО РАН).

лика 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 попцляции 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.

Из пробы биотит-амфиболовых гнейсов Н-10-08 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.

В результате проведения изотопного U-Pb датирования различных пород TTG комплекса Ингозерского блока получен наиболее древний возраст 3149 ± 46 млн лет для биотитовых гнейсов методом U-Pb датирования единичных цирконов. Время проявления процессов метаморфизма в породах данного массива, определенное 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. Полученные при предварительном U-Pb датировании циркона и других акцессорных минералов возраста составляют для проб гранитов – 2615 ± 8 млн лет, послойных жил пегматоидного материала в гнейсах – 2549 ± 30 млн лет и среднезернистого гранита из жил – 1644 ± 7 млн лет.

ЛИТЕРАТУРА

Батиева И.Д., Бельков И.В. Гранитоидные формации Кольского полуострова // Очерки по петрологии, минералогии и металлогении Кольского полуостров. Л. 1968. С. 5-143.

Бельков И.В., Загородный В.Г., Предовский А.А. и др. Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия С-В части Балтийского щита. Л. 1971. С. 141-150.

Вревский А.Б., Богомолов Е.С., Зингер Т.Ф., Сергеев С.А. Полихронность источников и изотопный возраст вулканогенного комплекса (Арваренчская свита) Имандра-Варзугской структуры, Кольский полуостров // ДАН. 2010. Т. 431. № 3. С. 377-381.

Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита (Объяснительная записка к тектонической карте С-В части Балтийского щита м-ба 1:500 000) / отв. редактор Ф.П. Митрофанов. Апатиты: КФАН СССР. 1992. 112 с.

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.

Кожевников В.Н., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Медведев П.В., Сыстра Ю., Валенсиа В. Хадей-Архейские детритовые цирконы из ятулийских кварцитов и конгломератов Карельского кратона // ДАН. 2010. Т. 431. № 1. С. 85-90.

Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н., Козлова Н.Е., Иванов А.А., Кудряшов Н.М., Мартынов Е.В., Тюремнов В.А., Матюшкин А.В., Осипенко Л.Г. Геология архея Балтийского щита. СПб.: Наука. 2006. 329 с.

Митрофанов Ф.П. Современные проблемы и некоторые решения докембрийской геологии кратонов // Литосфера. 2001. № 1. С. 5-14.

Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500 000 / Ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1994. 95 с.

Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид востока Балтийского щита. М.: Недра. 1966.

Bayanova T.B., Kunakkuzin E.L., Serov P.A., Fedotov D.A., Borisenko E.S., Elizarov D.V. and Larionov A.V. Precise U-Pb (ID-TIMS) and SHRIMP-II ages on single zircon and Nd-Sr signatures from Achaean TTG and high aluminum gneisses on the Fennoscandian Shield / 32nd Nordic Geological Winter Meeting, Helsinki, Finland, 13-15 January 2016. Abs. Spec. Vol. 172 p.

Martin H., Moyen J.-F., Guitreau M., Blichert-Toft J., Pennec J.-L. Why Archaean TTG cannot be generated by MORB melting in subduction zones // Lithos. 198-199. 2014. p. 1-13.

TTG INGOZERO BLOCK GEOCHEMICAL FEATURES AND GEOLOGICAL PROCESSES ISOTOPRE DATING (KOLA PENINSULA)

Nitkina E.

GI KSC RAS, Apatity, Russia, nitkina@geoksc.apatity.ru

Ingozero block located in the Tersky Terrane of the Kola Peninsula is composed of Archean TTG [Batieva&Belkov, 1968; Kozlov et al., 2006; Haritonov, 1966]. The Archaean basement complexes on the regional geological maps have called tonalite-trondemit-gneisses (TTG) complexes [Mitrofanov, 2001]. More than 3.0 billion years dating of detrital zircons on the Kola Peninsula are widely known [Vrevskiy et al., 2010; Kozhevnikov et al., 2010]. In addition Archaean rocks are metamorphosed in the granulite facies metamorphism and there are small amounts of the terranes where the basement complex was metamorphosed in the amphibolite facies, including Ingozersky massiv.In the previous studies [Batieva&Belkov, 1968; Belkov et al., 1971; Mitrofanov et al., 1992; Zagorodniy&Radchenko, 1978; Mitrofanof et al., 1994] within Ingozersky block the following types of rocks were established: biotite, biotite-amphibole, amphibole-biotite gneisses, granites, granodiorites and pegmatites.

Following corresponding sequence of the endogenous processes are observed in the complex's rocks (based on [Kozlov et al., 2006]): stage 1 – the biotitic gneisses formation; 2 – the introduction of dikes of basic rocks; 3 phase – deformation and foliation; 4 stage – implementation bodies of granite and migmatization; 5 stage – implementation of large pegmatite bodies; stage 6 – the formation of differently pegmatite and granite veins of low power, with and without garnet; stage 7 – quartz veins.

Single zircon U-Pb age (ID-TIMS) defined for the Ingozero biotite gneisses is 3149 ± 49 Ma; SHRIMP data show that metamorphic alterations were in 2725.5 ± 2 Ma and reflect the origin of Amf-Bt and 2733.6 ± 6.6 Ma for Bt-Ampf gneisses [Bayanova et al., 2016].

The purpose of these studies is establishing the geological processes time scale of the Ingozerskom block. U-Pb isotope dating held for biotite gneisses (H-10-01), amphibole-biotite gneisses (H-10-07) and biotite-amphibole

Table 1. Chemical compositions of the Ingozero block gneisses

	SiO_2	TiO_2	$Al2O_3$	$Fe2O_3$	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
H-10-01	71.12	0.26	14.22	0.22	2.94	0.037	0.65	2.46	5.20	1.70
H-10-07	67.81	0.49	13.90	0.11	4.77	0.075	1.69	3.95	4.13	1.37
H-10-08	66.55	0.47	13.85	1.09	4.40	0.059	2.00	4.29	4.26	1.32
H-10-06	73.01	0.14	13.06	–	3.13	0.03	0.16	1.28	3.57	4.45
H-10-09	73.22	0.06	13.96	–	1.64	0.02	0.04	0.45	4.39	4.99
H-10-10	68.25	0.04	16.78	–	1.71	0.08	0.04	0.64	5.13	6.06

gneisses (H-10-08). Preliminary U-Pb isotopic dating of samples held for granite (H-10-06), pegmatite (H-10-10) and granite veins (H-10-09).

The samples chemical compositions are shown in the table (Table 1) and REE distributions – on the figure (Fig. 1). The Ingozero block gneisses are characterized by high concentration of Na and Ca, and low of K, with REE distributions have the same features as world known TTG [Martin et al., 2014].

Four zircon populations from the gneisses (sample H-10-01) were picked for the isotope U-Pb dating: № 1 – all zircons type in the fraction of the size of –0.075 mm; № 2 – long-prismatic to short-prismatic dark brown transparent crystals from fraction of the size of +0.15 mm; № 3 long-prismatic to prismatic dark brown transparent crystals from fraction of the size of –0.15 to + 0.1 mm; № 4 all zircons type in the fraction of the size of –0.1 to +0.075 мм. The coordinates of four points describe a discordia, which intersects the concordia at the point of 2697 ± 9 Ma.

Zircon concentrate was picked out of the amphibol-biotite gneisses (H-10-07) for the analysis. Five zircon populations were described as points on the U-Pb diagram: 1 – the second stage of the two-stage solution of dark brown transparent prismatic crystals; the second – dark brown transparent prismatic crystals; the third – pale brown transparent prismatic to short-prismatic crystals; the forth – dark brown transparent prismatic crystals; the fifth – the second stage of the two-stage solution of dark brown prismatic to short-prismatic crystals. The first point give the concordant U-Pb age of 2667 ± 7 Ma (Fig. 1c); and the rest zircon populations yielded the U-Pb age of 2725 ± 2 Ma.

Six zircon population of biotite-amphibol gneisses (H-10-08) was hand picked: (№ 1) – the first stage of the two-stage solution of dark brown transparent prismatic crystals; (№ 2) – pink transparent prismatic to short-prismatic crystals; (№ 3) – dark brown transparent prismatic crystals; (№ 4) – brown transparent crystals; (№ 5) – brown transparent crystals; (№ 6) – pale-pink transparent prismatic crystals. Six zircon populations yielded the U-Pb age of 2727 ± 5 Ma.

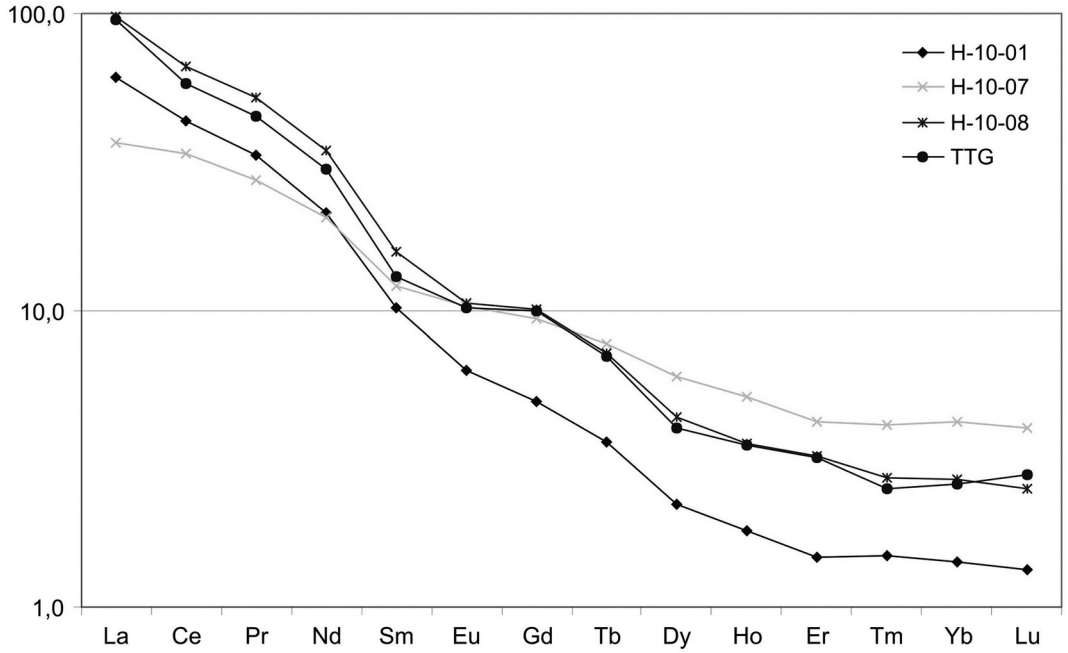


Fig. 1. Chondrite-normalized multi-element diagrams comparing the average Archaean continental crust composition (TTG) with those of the Igozero block gneisses (by prof. O.M. Turkina).

As a result of the isotope U-Pb dating of the different Ingozerskogo TTG complex rocks, the following age-formation stages are determined: by using single grain U-Pb dating (TIMS) for protolith of the biotite gneisses – 3149 ± 46 Ma. The ages of the metamorphic processes defined by TIMS (GI KSC RAS) and by SHRIMP (VSEGEI) are 2697 ± 9 Ma – biotite gneisses; 2725 ± 2 и 2667 ± 7 Ma – amphibole-biotite gneisses; and 2727 ± 5 Ma – biotite-amphibole gneisses. Preliminary U-Pb dating gave the ages of granite bodies' emplacement – 2615 ± 8 Ma and biotite gneisses migmatization – 2549 ± 30 Ma, and different pegmatite and granite veins crystallization – 1644 ± 7 Ma.

REFERENCES

Batieva I.D., Belkov I.V. // Ocgerki po petrologiy, mineralogiy i metallogeniy Kolskogo poluostrova. L.: Nauka. 1968. P. 5-143. (In Russian)

Belkov I.V., Zagorodny V.G., Predovsky A.A. et al. // L.: Nauka. 1971. P. 141-150. (In Russian)

Vrevskiy A.B, Bogomolov E.S., Zinger T.F., Sergeev S.A. // DAN. 2010. V. 431. № 3. P. 377-381. (In Russian)

Mitrofanov F.P. (Ed.) // Apatity: KFAN SSSR. 1992. 112 p. (In Russian)

Zagorodny V.G., Radchenko A.T. //Apatity: KFA SSSR. 1978. P. 3-12. (In Russian)

Kozhevnikov V.N., Skublov S.G., Marin J.B., Medvedev P.V., Systra J., Valencia V. // DAN. 2010. V. 431. № 1. P. 85-90. (In Russian)

Kozlov N.E., Sorohtin N.O., Glaznev V.N. // S.Pb.: Nauka. 2006. 329 p. (In Russian)

Mitrofanov F.P. // Litosphera. 2001. V. 1. P. 5-14. (In Russian)

Mitrofanov F.P. (Ed.) // Apatity: KFAN SSSR. 1994. 95 p. (In Russian)

Haritonov L.Y. // M.: Nedra. 1966. 354 p. (In Russian)

Bayanova T.B., Kunakkuzin E.L., Serov P.A., Fedotov D.A., Borisenko E.S., Elizarov D.V. and Larionov A.V. // 32nd Nordic Geological Winter Meeting, Helsinki, Finland, 13-15 January 2016. Abs. Spec. vol. 172 p.

Martin H., Moyen J.-F., Guitreau M., Blichert-Toft J., Pennec J.-L. // Lithos. 198-199. 2014. P. 1-13.

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ И РАННЕКЕМБРИЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА

Носова А.А., Кузьменкова О.Ф.**, Возняк А.А.***, Савко К.А.****, Богданова С.В.*****, Постников А.В.*******

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия, nosova@igem.ru
**РУП «Научно-производственный центр по геологии», Минск, Беларусь
***Московский Государственный Университет, Москва, Россия
****Воронежский Государственный Университет, Воронеж, Россия
*****Department of Geology, Lund University, Lund, Sweden
******Государственный Университет Нефти и Газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия

Глобальные геодинамические события неопротерозоя, инициировавшие магматизм в пределах Восточно-Европейского кратона (ВЕК), имели важнейшее корообразующее значение: они привели к росту континентальной массы Балтики, приращению к ней новых террейнов с ювенильной неопротерозойской корой (известны как области гренвильской, или свеконорвежской, и кадомской, или тиманской, консолидации) и обусловили превращение ВЕК в Восточно-Европейскую платформу (ВЕП) [Bogdanova et al., 2008]. По оценке [Stern, 2008], ювенильная неопротерозойская кора Европы занимает 6.97 % площади континента и составляет 3.54 % объема неопротерозойской коры Земли.

В докладе охарактеризованы проявления гранитного и щелочно-гранитного магматизма неопротерозойского и раннекембрийского возрастов в различных частях ВЕК: на Западном склоне Урала и зоне Уралтау, на западе Украинского щита и в юго-восточной части Волго-Уралии.

Гранитный и щелочно-гранитный магматизм Западного склона Урала и зоны Уралтау рассмотрен на примере Троицкого массива (граносиениты, 671 ± 24 млн лет, [Ронкин, 2007]) в южной части Кваркушско-Каменногорского антиклинория Среднего Урала, Барангуловского (габбро, 728 ± 8 млн лет, и граниты, 723 ± 10 млн лет [Краснобаев и др., 2006]) и Мазаринского (габбро, 709 ± 10 млн лет, и граниты, 704 ± 8 млн лет [Кузнецов, 2009]) массивов в зоне Уралтау.

Троицкий массив сложен преимущественно граносиенитами. Они отличаются высокими содержаниями TiO_2 (0.8–1.1 мас. %), высокой калиевой щелочностью (3.1–3.9 мас. % Na_2O и 6.1–7.2 мас. % K_2O) при повышенной Mg# (0.35–0.58). Породы сильно обогащены Ba (1100–2300 ppm) и Rb (75–100 ppm) при умеренных концентрациях Sr (250–400 ppm). Содержания Nb составляют 41–44 ppm. РЗЭ фракционированы (La/Ybn = = 6.9–8.5), в том числе и тяжелые РЗЭ (Gd/Ybn = 2.1–2.4); аномалия Eu отсутствует либо слабо положительная; их распределение близко к распределению РЗЭ в ассоциирующих вулканитах щегровицкого комплекса. Последние имеют $\varepsilon Nd_T = -1.2$ и $^{87}Sr/^{86}Sr_0 = 0.7083$.

Барангуловский массив сложен K-Na гранитами и преобладающими по объему лейкогранитами, прорывается дайками плагиогранит-порфиров. Мазаринский массив представлен K гранитами. Нефракционированные граниты Барангуловского и Мазаринского массивов (соответственно K-Na и K) значительно различаются петро- и геохимическими характеристиками. Они имеют различные величины Rb/Sr отношения (1.3–1.7 и 1.9–2.2 соответственно); K-Na граниты Барангуловского массива обогащены HFSE по сравнению с гранитами Мазаринского массива, они имеют менее фракционированные РЗЭ (La/Ybn = 2.9–5.0; Dy/Ybn = 0.9–1.0) и более выраженную отрицательную аномалию Eu(Eu/Eu* = 0.49–0.53). Граниты Мазаринского массива имеют соответственно La/Ybn = 5.0–10.5 и Dy/Ybn = 1.3–1.7, и Eu/Eu* = 0.42–0.46. Лейкограниты Барангуловского массива имеют очень высокие Rb/Sr отношения (8–150), крайне низкие концентрации Ba (20–50 ppm); они обогащены Sn, Li (30–53 ppm) и Nb (24–76 ppm), а также Th и U – т.е. обладают чертами, типичными для лейкогранитов Li-F типа. Соответствует этому типу гранитов и распределение REE: La/Ybn = 0.5–2.2 и Eu/Eu* = = 0.02–0.04. Плагиогранит-порфиры даек сильно обогащены HFSE; это магнезиальные гранитоиды (Mg# 0.36), с высоким содержанием TiO_2 (0.45 %).

Так же как и габбро, граниты обоих массивов имеют контрастные изотопно-геохимические характеристики: граниты Барангуловского массива характеризуются значительно более радиогенным изотопным составом неодима $\varepsilon Nd_{(T)} = -0.4, -0.2$ и меньшими значениями $\delta^{18}O = 9.4–10.0$ ‰, тогда как граниты Мазаринского массива обладают $\varepsilon Nd_{(T)} = -3.8, -5.1$ и более высокими значениями $\delta^{18}O = 10.9–12.1$ ‰.

Кислый магматизм запада ВЕК представлен андезито-дацитами, пижонитовыми дацитами, риодацитами и трахириодацитами Волынско-Брестской магматической провинции. Эта провинция формировалась на

западной окраине ВЕК в ходе раскрытия океана Япетус на поздних стадиях распада Родинии. Вулканический ареал провинции протягивается восточнее линии Тейссера-Торнквиста; в ней проявлен бимодальный магматизм: кислые вулканиты изливались после субщелочных оливиновых базальтов, а завершилось становление провинции образованием обширной толщи толеитовых эффузивов. Детальная характеристика кислых вулканитов дана в наших работах [Носова и др., 2008]. Недавно мы уточнили возраст кислых вулканитов – 571 ± 13 млн лет [Shumlyansky et al., 2016].

Раннекембрийский магматизм ВЕК рассмотрен на примерах дайкового роя сиенитов-щелочных сиенитов Артюшки и монцонит-граносиенитов массива Гусиха. Первый расположен в восточной части Воронежского кристаллического массива, в западном борту Пачелмского авлакогена, U-Pb методом по цирконам был установлен раннекембрийский возраст 523.3 ± 2.6 млн лет [Скрябин и др., 2015]. Массив Гусиха, размеры которого, по геофизическим данным, возможно, достигают 30 км в поперечнике, вскрыт несколькими скважинами в северо-восточном борту Пачелмского авлакогена, гдеон прорывает палеопротерозойские метаосадочные гнейсы и мигматиты южноволжского комплекса восточной части Волго-Донского орогена. Из монцонитов скв.1-Гусиха были выделены цирконы магматического облика. Локальное U-Pb датирование циркона выполнено на ионном микрозонде SHRIMPII (ЦИИ ВСЕГЕИ). U-Pb возраст цирконов определен в 514 ± 2.0 млн лет. Нами также были проведены дополнительные геохронологические исследования даек Артюшков. Определения $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраста калиевых полевых шпатов из сиенитов показали 526.4 ± 5.0 млн лет, что очень хорошо согласуется с ранее полученной U-Pb датировкой цирконов из этих пород. Таким образом, как для сиенитов Артюшков, так и для монцонитовГусихи, раннекембрийский возраст можно считать надежно установленным.

По сравнению с породами Артюшков, породы Гусихи содержат больше Mg, Fe, Ti; они более магнезиальны (Mg# = 0.22–0.54 и 0.34–0.71 для Артюшков и Гусихи соответственно) и резко обогащены Cr и Ni (5–30 и 70–160 ppm Cr, 2–24 и 39–130 ppm Ni для Артюшков и Гусихи соответственно). Породы обоих проявлений сильно обогащены LILE, но их распределение различается: для Гусихи характерны высокие Rb/Sr (0.1–0.5) и Ba/Sr (1.2–2.9), тогда как породы Артюшков обогащены Sr относительно Rb и Ba. Различия в распределении HFSE хорошо отражают мультиэлементные диаграммы, на которых для пород Гусихи выражена отрицательная Nb-Ta аномалия (Nb/Nb* = 0.5–0.9), которая не характерна для пород Артюшков (0.7–2.2). Кроме того, для пород Гусихи отмечается положительная Zr-Hf и отрицательная U-Th аномалии, менее выраженные в породах Артюшков; для последних отмечается высокое Zr/Hf (46–56). Распределение РЗЭ в породах обоих проявлений характеризуется фракционированным характером как легких, так и тяжелых лантаноидов, причем РЗЭ в породах Артюшков фракционированы сильнее ((La/Sm)n = 4–8 и 3.1–3.5; (Gd/Yb)n = 2.0–3.0 и 1.8–2.3 для пород Артюшков и Гусихи соответственно). Для монцонитов Гусихи характерна положительная Eu аномалия.

Сиениты и щелочные сиениты Артюшков, характеризуются изотопным составом Nd, отвечающим $\varepsilon Nd_{(525)}$ от –0.7 до 1.6; Nd модельный возраст соответствует неопротерозойским значениям 0.9–1.1 млрд лет. Изотопный состав Sr низкорадиогенный ($^{87}Sr/^{86}Sr_0$ = 0.7036). Породы Гусихи имеют существенно другой изотопный состав как Nd, для которого $\varepsilon Nd_{(514)}$ составляет –7.0, так и $^{87}Sr/^{86}Sr_0$ = 0.7054.

Обсуждение результатов. Геохимические характеристики гранитов Троицкого и Барангуловского массивов отвечают анорогенным гранитоидам А типа. При этом граниты Троицкого массива соответствуют гранитам А1 типа, при формировании которых ведущая роль принадлежит мантийным источникам OIB типа и механизмам ассимиляции корового вещества. Эти граниты характерны для внутриплитных обстановок (LIP, рифтовые зоны, пассивные окраины) и обычно ассоциируют во времени и пространстве с базитовым субщелочным и щелочным магматизмом.

Основной объем гранитов Барангуловского массива по геохимическим признакам принадлежит к гранитам А2 типа. Эти граниты образуются в посторогенных обстановках и их протолитом служат коровые комплексы. В плавление могут вовлекаться не только древняя нижняя кора, но и новообразованные базиты в основании коры, а также переработанная (деплетированная) верхняя кора. В качестве мантийного источника может выступать метасоматизированная субдукционным веществом литосферная мантия.

Граниты Мазаринского массива имеют геохимические характеристики, сходные с гранитами I типа. В посторогенных ситуациях близкая ассоциация гранитов А2 и I типов проявляется нередко.

Различие в Nd и кислородных изотопных характеристиках гранитов Барангуловского и Мазаринского массивов указывает на различия в возрасте и составе их коровых протолитов. Nd модельные возрасты, рассчитанные по двустадийной модели, составили для первых 2.2 млрд лет и для вторых – 2.5–2.6 млрд лет. Изотопный состав кислорода указывает на более «примитивный» состав протолита гранитов Барангуловского массива по сравнению с коровым протолитом гранитов Мазаринского массива, в составе которого можно предполагать значительную долю метаосадочного компонента.

Вероятно, более древний коровый источник гранитов Мазаринского массива располагался на уровне средней коры, а более молодой протолит гранитов Барангуловского массива был локализован в нижней коре. При этом, как показывают расчеты, коровым контаминантом для габбро Мазаринского массива не могли служить расплавы ассоциирующих с ними гранитов; скорее всего, таковым являлись верхнекоровые выплавки из весьма древнего субстрата.

Кислые породы Волынско-Брестской провинции демонстрируют геохимические характеристики, типичные для гранитоидов А типа. Модельные Nd возрасты неопротерозойских риолитов с величинами $\varepsilon Nd_{(570)}$ от –11.6 до –11.7 ($^{147}Sm/^{144}Nd$ не превышает 0.11–0.12) составляют 2.16–2.21 млрд лет. Это хорошо согласуется с моделью их происхождения за счет плавления корового палеопротерозойского протолита под воздействием базальтовых выплавок.

Породы Артюшков и Гусихи контрастно различаются Rb/Nb и Y/Nb (0.7–1.2 и 0.1–0.3 для Артюшков, 5–9 и 0.6–0.9 для Гусихи соответственно), что подчеркивает в первых геохимические черты А1, а во вторых – А2 гранитоидов. Как видно из приведенных геохимических данных, сиениты и щелочные сиениты Артюшков, как и монцониты Гусихи, являются производными глубинных расплавов, генерировавшихся в условиях устойчивости граната (Артюшки), либо в области перехода шпинель-гранат (Гусиха), на что указывает высокое (Gd/Yb)n. Породы обоих проявлений обогащены как LILE, так и HFSE, однако в монцонитах последнее проявлено слабее. Сиениты и щелочные сиениты Артюшков имеют характеристики, типичные для внутриплитного магматизма, отличаясь от производных OIB типа более значительным обогащением LILE. Монцониты Гусихи имеют иной геохимический облик, в котором отчетливо выражена двойственность: они, с одной стороны, содержат большую долю мафического компонента (высокие содержания Cr, Ni и др.), а с другой – сильно обогащены LILE (высокие содержания Rb, Ba). Подобный дуализм является характерной чертой посторогенного магматизма и присущ таким его производным, как санукитоиды, посторогенные адакиты.

Учитывая петрологические, геохимические и изотопно-геохимические особенности раннекембрийских магматических проявлений, мы предполагаем их посторогенную природу, более определенно выраженную у монцонитов Гусихи, чем у сиенитов-щелочных сиенитов Артюшков, имеющих внутриплитный облик. В последовательности посторогенного магматизма ранние проявления несут явные надсубдукционные характеристики, тогда как наиболее поздние соответствуют внутриплитным производным [Boninetal., 1998]. Вероятно, раннекембрийские проявления магматизма ВЕК были связаны с различными стадиями завершающего этапа тимано-кадомской орогении и переходом к раскрытию Палеоуральского океана.

ЛИТЕРАТУРА

Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др. Полигенно-полихронная цирконология и проблема возраста Барангуловского габбро-гранитного комплекса // ДАН. 2007. Т. 416. № 2. С. 241-246.

Кузнецов Н.Б. Комплексы протоуралид-тиманид и позднедокембрийско-раннепалеозойская эволюция восточного и северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2009. 49 с.

Носова А.А., Кузьменкова О.Ф., Веретенников Н.В., Петрова Л.Г., Левский Л.К. Неопротерозойская Волынско-Брестская магматическая провинция на западе Восточно-Европейского кратона: особенности внутриплитного магматизма в области древних шовных зон // Петрология. 2008. Т. 16. № 2. С. 115-147.

Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Петров Г.А., Матуков Д.И., Суслов С.Б., Синдерн С., Крамм У., Лепихина О.П. Insitu U-Pb (SHRIMP)-датирование цирконов граносиенитов Троицкого массива (Кваркушско-Каменногорский мегантиклинорий, Средний Урал) // ДАН. 2007. Т. 412. № 1. С. 87-92.

Скрябин В.Ю., Савко К.А., Скрябин М.В., Терентьев Р.А. Кембрийская магматическая активизация Восточно-Европейской платформы // ДАН. 2015. Т. 463. № 5. С. 581-586.

Bonin B., Azzouni-Sekkal A., Bussy F., Ferrag S. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings // Lithos. 1998. V. 45. P. 45-70.

Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatschev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., PuchkovV.N., Volozh Yu.A. The East European Craton (Baltica) before and duringthe assembly of Rodinia // Precambrian Research. 2008. V. 160. P. 23-45.

Stern R.J. Neoproterozoic crustal growth: The solid Earth system during a critical episode of Earth history // Gondwana Research. 2008. V. 14. P. 33-50.

Shumlyansky L., Nosova A., Billstrom K., Soderlund U., Andreasson P.-G., Kuzmenkova O. The U-Pb Zircon and Baddeleyite Ages of the Neoproterozoic Volyn Large Igneous Province: Implication for the Age of the Magmatism and the Nature of a Crustal Contaminant // Geolog. Foreningen. 2016. V. 138. Iss. 1. P. 1-14.

ВОЗРАСТ АМАЛЬГАМАЦИИ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ СЕВЕРО-СИЕРРСКОГО ТЕРРЕЙНА: U-Pb ВОЗРАСТА (SHRIMP-RG) И XRF-ГЕОХИМИЯ ДЛЯ ПОЗДНЕДЕВОНСКОГО-РАННЕКАРБОНОВОГО БАТОЛИТА BOWMAN LAKE И ГЕНЕТИЧЕСКИ СВЯЗАННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Паверман В.И.,**, Хэнсон Р.Э.***, Гёрти Г.****, Третьяков А.А.*****, Гроув М.*******

*Институт Геологии и нефтегазовых технологий Казанского федерального университета, Казань, Россия
**Институт Физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия
***Техасский Христианский Университет, Техас, США
****Государственный университет в Сан Диего, США
*****Геологический институт РАН, Москва, Россия
******Стэнфордский университет, США

Северно-Сиеррский террейн (ССТ) представляет собой узкую и длинную (400 км) полосу распространения главным образом палеозойских пород в Северной Калифорнии. ССТ считается экзотическим по отношению к Лаврентийскому кратону из-за нелаврентийских распределений U-Pb возрастов обломочных цирконов в одной из слагающих его тектонических пластин: меланже «Сиерра Сити» [Grove et al., 2008; Harding et al., 2000]. Распределения U-Pb возрастов обломочных цирконов из трех остальных аллохтонов статистически неотличимы от распределений, полученных по осадочным породам из северных областей Британской Колумбии; таким образом подразумевается северо-западное лаврентийское происхождение этих аллохтонов. Возраст амальгамации трех «лаврентийских» аллохтонов и одного «экзотического», вероятнее всего, совпадает с возрастом окончания межконтинентального дрейфа и аккреции составного террейна к Лаврентии. И, хотя точные возраста амальгамации неизвестны, возможно их ограничить, получив точные изотопные возраста для интрузивов, сшивающих аллохтоны, и для перекрывающих их вулканических пород.

Геологическое строение и опробование

Самым древним и латерально протяженным элементом ССТ является докембрийский(?)-палеозойский комплекс Шу-Флай, состоящий из четырех тектонических пластин: аллохтонов Лэнг, Данкен Пик, Калбертсон Лейк, а также меланж «Сиерра Сити» (СС). На комплексе Шу-Флай с угловым несогласием, перекрывая все перечисленные тектонические пластины, залегает серия Тейлорсвилл, состоящая из франско-фаменской свиты Гризли и вулканообломочной свиты Сиерра Бюттс.

Сложнопостроенный батолит «Боуман Лейк» (ББЛ), 25 × 10 км в плане, является самым крупным магматическим телом в северных Сиерра-Невадских горах. ББЛ вытянут параллельно структурам в Шу-Флай; его восточные и западные границы более-менее согласны залеганию осадочных пород. ББЛ состоит из нескольких магматических фаз: роговообманкового трондъемита с тоналитовыми включениями; трондъемита, не содержащего включений, гранодиорита и биотитового гранита. ББЛ сшивает три нижних аллохтона (Лэнг, Данкен Пик и Калбертсон Лейк). Палезойский плутон меньшего размера (~20 км^2 в плане) – шток «Вулф Крик» – был внедрен в верхний аллохтон (меланж) и в перекрывающие его вулканообломочные породы свиты «Сиерра Бюттс». Данный шток характеризуется лишь одной магматической фазой биотитовых гранитов и расположен на 90 км к ССЗ от батолита.

Мы опробовали все магматические фазы ББЛ (11 образцов по трем профилям), пространственно и генетически связанные с ним гипабиссальные интрузивы (15 образцов отобрано, из трех выделено достаточное количество цирконов), вулканокластические породы свиты Сиерра Бюттс (1 обр.), а также шток Вулф Крик (цирконы выделены из 1 обр.). Все измерения U-Pb велись на SHRIMP-RG в Стэнфорде. XRF-геохимия выполнялась в гос.университете Сан Диего.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Геохимия

По соотношению Ab-An- Or, гранитоиды соответствуют тоналитам, трондьемитам, гранодиоритам. Породы принадлежат известково-щелочной серии (MALI – 5.9–7.9) [Frost at al., 2001], характеризуются умеренной железистостью (0.7–0.8) и повышенной глиноземистостью (ASI:1-1.33), в большинстве случаев преобладанием Na_2O над K_2O. Перечисленные геохимические характеристики типичны для гранитов I-типа. Относительно низкое Mg# ~35, а также низкие Sr/Y указывающие на отсутствие в составе рестита граната, характер-

ны для типичных островодужных пород, что подтверждается и положением их фигуративных точек в поле VAG на диаграммах Пирса.

Геохронология

Большинство анализов пересекает конкордию на уровне 2σ и проинтерпретированы нами, как обозначающие закрытие U-Pb системы для данного возраста с отсутствием (либо же крайне незначительным) потери свинца. Породы ББЛ дают средневзвешенные возраста от 352.8 ± 2.9 до 370. 9 ± 8.6 млн лет; средневзвешенный возраст штока Вулф Крик = 352.3 ± 3.4 млн лет; средневзвешенный возраст, полученный по единственному образцу вулканоосадочных пород свиты Сиерра Бюттс – 363.1 ± 7.2 млн лет; три гипабиссальные интрузии дали возраста от 359.5 до 369.4 млн лет (рис. 1). Сходства в возрастах всех изученных пород доказывают генетическую связь всех интрузивов и вулканитов, ранее предложенную в работе [Hanson et al.,1988]. Полученные данные не подтверждают простой модели образования системы в результате единого магматического пульса, о чем говорит высокое значение СКВО (= 9.1 для средневзвешанного возраста = 361.3 ± 3.7, 95 %, по 15 образцам).

Подобное высокое значение СКВО объясняется геологическими причинами. Из полученных данных очевидно, что Северно-Сиеррская магматическая система имела сложный мультифазный характер становления. Более молодые пульсы магмы, вероятно, проходили через более древние, захватывая цирконы. Разброс средневзвешенных возрастов образцов, вероятно, объясняется долгим инкрементным прирастанием магматической системы. Инкрементный рост плутонов с помощью инъекций даек и силлов, в случае отсутствия эффективного механического перемешивания магмы, подтверждается многими исследованиями [напр. Wareham et al., 1997]. Подобный механизм мог привести к образованию наблюдаемого разброса геохронологических данных. Мы предполагаем, что инкрементный прирост магматической системы БЛЛ происходил при помощи внедрения силлов, на что указывают согласные отношения между западными и восточными границами батолита и элементами залегания осадочных вмещающих пород, а также положением большого ксенолита пород Шу-Флай внутри БЛЛ, параллельного границе между магматическими фазами.

ОБСУЖДЕНИЕ

Источник магмы

Геохимические данные указывают на островодужный характер БЛЛ и сопутствующих магматических пород. Изученные породу принадлежат к I-типу гранитоидов и теоретически могли образоваться в результате (1) плавления коровых источников, (2) в результате плавления субдуцированного слэба (адакиты), (3) либо же быть дифференциатами мафических расплавов. Второй вариант маловероятен, т.к. данные породы обладают низкими значениями Mg# ~3, тогда как типичные адакиты характеризуются значениями около 50, а также низкими отношениями Sr/Y (<<50), что связано с отсутствием гранатом в реститах. Проведенные анализы попадают в область типичных островодужных пород (например, на диаграмме Пирса они находятся в зоне VAG). В связи с отсутствием данных по тяжелым РЗЭ, трудно определиться, был ли источник сиалическим, либо мафическим. Но полное отсутствие цирконов из вмещающих пород (протерозойских и раннепалеозойских) в исследованных магматических породах указывает на вероятное отсутствие корового материала.

Возраст амальгамации ССТ

Возраст амальгамации террейна можно оценить по самым молодым цирконам из пород, находящихся ниже поверхности несогласия (Шу-Флай) и по самым древним цирконам из перекрывающих вулканогенно-осадочных пород и сшивающих интрузивов (рис. 2).

Ниже поверхности несогласия

В статье [Grove et al., 2008] были опубликованы возраста обломочных цирконов из по-

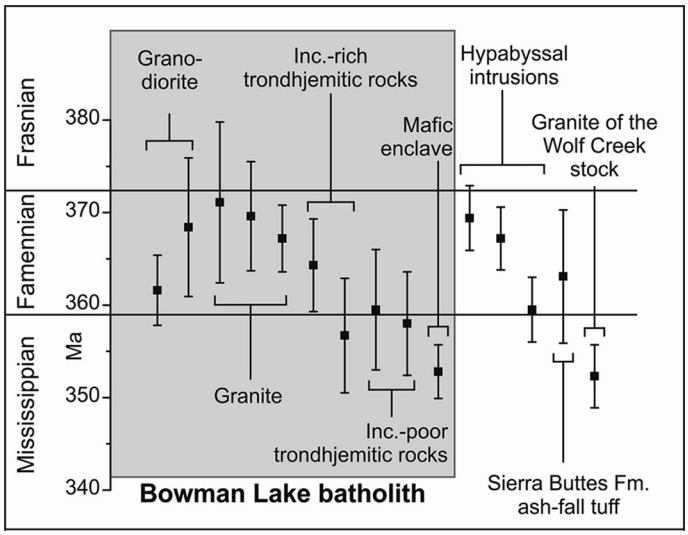


Рис. 1. Геохронологические результаты. Интервалы соответствует 2σ-погрешностям.

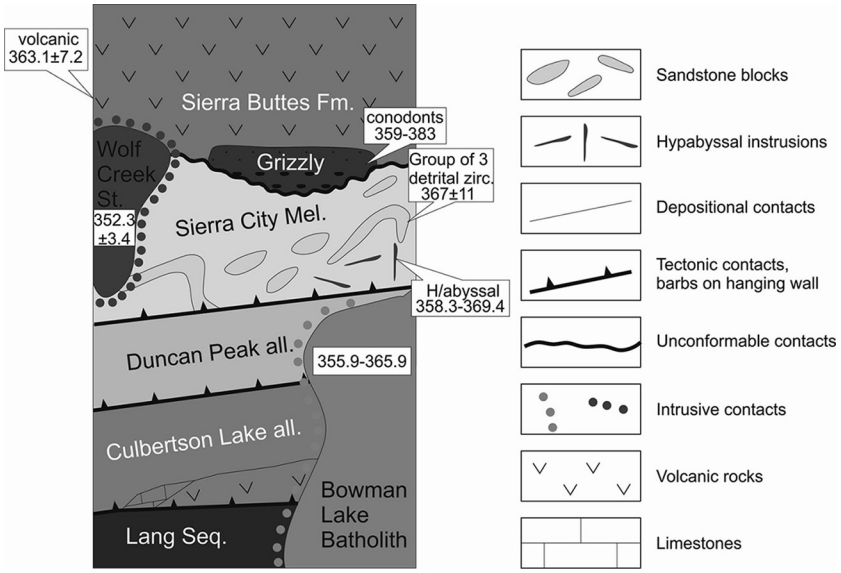


Рис. 2. Возрастные ограничения, нанесенные на тектоническую схему, которая иллюстрирует сложные тектонические взаимоотношения между ССТ и вышележащими свитами Гризли и Сиерра Бюттс. На данной схеме не показан угловой характер несогласия, проходящего по подошве серии Talorsville. По [Saleeby et al., 1987].

левошпатового песчаника, входящего в меланж «Сиерра Сити». Самые молодые возраста = 359 ± ± 10, 365 ± 10 и 373 ± 8 млн лет. Два наиболее молодых возраста из этого песчаника, находящегося ниже поверхности несогласия, противоречат самым старым возрастам из магматических пород, образовавшихся после несогласия. Впрочем, данные возраста не образуют устойчивого кластера и могут быть статистическими аутлайерами. Неопубликованные авторские данные (статья находится в стадии подготовки) указывают на наличие самого молодого из устойчивых возрастных кластеров в районе 373 млн лет среди обломочных цирконов из меланжевого песчаника (обр. BL-11). Таким образом, именно этот возраст мы предлагаем считать в качестве древнего ограничения на возраст образования несогласия и амальгамации аллохтонов.

Выше поверхности несогласия

ББЛ сшивает три нижних аллохтона, и поэтому, строго говоря, он может использоваться лишь для оценки возраста амальгамации только этих тектонических единиц. Соответственно, мы оцениваем возраст амальгамации аллохтонов Ланг, Данкен Пик и Калбертсон Лейк, как случившийся не позже 370.9 ± 8.6 млн лет. Для того, чтобы можно было оценить возраст амальгамации всего террейна, включая меланж СС, необходимо предположить генетическую связь между породами батолита, гипабиссальными интрузивами, внедрившимися в породы меланжа, и штоком Вулф Крик. Все продатированные гипабиссальные интрузивы «сидят» в меланже и их возраста находятся в пределах 358.3–369.4 млн лет. Мы можем резонно считать, что внедрение интрузивов в меланж было синхронным по отношению к становлению ББЛ; наиболее древние из них (370.9 ± 8.6 и 369.4 ± 3.5 млн лет), таким образом, являются молодым ограничением на амальгамацию аллохтонов. Свита «Гризли», залегающая под вулканитами «Сиерра Бюттс» является первым стратиграфическим подразделением, образовавшимся после поверхности несогласия (и до магматизма), содержит франские кораллы и гастропод, а в верхней части – фаменские конодонты [Hanson and Schweickert, 1986]. Таким образом, мы можем возраст осадконакопления данной свиты между франо-фаменской границей (372 млн лет) и серединой фамена (366 млн лет). Осадочно-вулканогенные породы свиты Сиерра Бюттс залегают как на меланже СС, так и на свите Гризли в северной части террейна; к югу же они залегают на нижних тектонических пластинах Шу-Флай (Harwood, 1992). Таким образом, полученный изотопный возраст 363.3 ± 9.4 на нижнюю часть свиты Сиерра Бюттс, является молодым ограничением на амальгамацию всех четырех аллохтонов. Наконец, шток Вулф Крик характеризуется самым молодым из всех измеренных пород возрастом 352.3 ± 3.4 млн лет. Этот возраст находится в хорошем соответствии с стуктурной позицией штока, сшивающего меланж СС с вышележащими вулканитами Сиерра Бюттс. Прежняя оценка возраста штока в 378 млн лет [Saleeby et al., 1987], полученная с помощью метода TIMS по множеству зерен, находилась в геологическом несоответствии с новыми данными по возрастам обломочных цирконов из меланжа СС [Grove et al., 2008; собственные неопубликованные данные]; новые данные из настоящей работы свидетельствуют о более молодом возрасте штока, разрешая противоречие.

Данная работа была поддержана следующими грантами: РФФИ №№15-55-10055, 16-05-00446, 16-35-00555, 15-35-21059, а также мегагрантом 14.Z50.31.0017.

TIMING OF ASSEMBLAGE AND TECTONIC HISTORY OF THE NORTHERN SIERRA TERRANE: SHRIMP-RG U-Pb ZIRCON GEOCHRONOLOGY AND XRF GEOCHEMISTRY FOR THE DEVONIAN-MISSISSIPPIAN BOWMAN LAKE BATHOLITH AND ASSOCIATED IGNEOUS ROCKS

*Powerman V.I.***, Hanson R.E.***, Girty G.H.****, Tretiakov A.A.*****, Grove M.*******

*Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan Federal University, Kazan, Russia
**Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
***Department of Geology, Fort Worth, Texas, USA
****Department of Geological Sciences, San Diego State University, San Diego, California, USA
*****Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
******Department of Geological and Environmental Sciences, Stanford University, USA

Northern Sierra terrane (NST), a ~ 400 km long and narrow strip ofmostly Paleozoic rocks in Northern California, is thought tobe exotic in respect to Laurentian Craton based on the distributionsof U-Pb detrital zircon ages acquired from one of its allochthons, theSierra City Mélange (SCM) [Grove et al., 2008; Harding et al., 2000]. Thedistributions of U-Pb detrital zircon ages from the rest of analyzedallochthons are similar to Northern British Columbia sediments, thussuggesting the northwestern Laurentian provenance of thesetectonic sheets. The timing of juxtaposition between 'Laurentian'allochthons and the 'exotic' SCM thus likely signifiesthe end of extra-continental drift. And while the exact age of thisjuxtaposition is unknown, it can be bracketed by acquiring precisegeochronology ages of intrusions, stitching the allochthons, andoverlapping volcanic sequence.

Geological Settings and Sampling

The oldest and most laterally extensive unit in the NST is the Precambrian(?)-Paleozoic Shoo Fly Complex, consisting of 4 tectonic sheets: the Lang Sequence, Duncan Pean and Culbertson Lakeallochthons, and the SCM. The Shoo Fly in unconformably overlain by the Late Dev. Taylorsville Sequence; it consists of the conglomerates of Grizzly Fm. (Frasnian-Famennian) and volcanoclastic rocks of the Sierra Buttes Fm.

The composite 25 × 10 km Bowman Lake Batholith (BLB) is the largest Paleozoic intrusive body innorthern Sierra Nevada. The BLB is generally elongated parallel to the regionalstructures of the Shoo Fly; its western and eastern margins have more or less conformablerelationships with bedding in the complex.It consists of distinct phases that include hornblende tonalite inclusion-bearing trondhjemite,and inclusion-poor trondhjemite, granodiorite, and biotite granite. BLB stitches 3 lower allochthons: Lang seq., Duncan Peak and Culbertson Lake. A smaller ~20 km^2 Paleozoic pluton, referred to as the Wolf Creek Stock intruded the SCM and Sierra Buttes Formation about 90 km NNW of the Bowman Lake area. The stock is represented by a single petrographic phase – biotite granites.

We have sampled all phases of the BLB, spatially associated hypabyssal intrusions, and volcanoclastic rocks of the Sierra Buttes Formation. Elevensamples were collected along three latitudinal transects, ten yielded sufficient zircons. One sample was obtained from the Wolf Creek stock. Fifteen additional samples of quartz porphyry and andesitic hypabyssal rock hosted in the Culbertson Lake allochthon, the SCM, and Sierra Buttes Formation were collected, however only three samples yielded sufficient zircon. Similarly, only one of eightsamples collected from thevolcanoclastic rocks of the Sierra Buttes Formation yielded sufficient zircon. All zircon U-Pb measurements were performed in the Stanford-USGS SHRIMP-RG laboratory.

RESULTS

Geochemistry

Analyzed rocks belong to a calc-alcalic series (MALI – 5.9–7.9) [Frost et al., 2001]. They are characterized by moderate amountsof iron (0.7–0.8) and elevated alumina content (ASI – 1.0–1.33). According to the Ab-An-Or ratios, these rocks correspond to tonalites, trondhjemites, granodiorites and granites. Based on the predominance of K_2O to Na_2O, high alumina content, and affiliationwith calc-alcalic series, these rocks correspond to the I-type of granitoids. In general, there is an expected inverse correlation between SiO_2 and all petrogenic oxides, excluding alkalis. This can be interpreted as a result of fractional crystallization. Thus, petro-geochemical differences of the granitoids in this case are governed by fractionation of a specific mineral. Inverse correlation between SiO_2 and: (1) Sr concentration, (2) Sr/Y ratio, suggest that the fractionation is happening in light-colored minerals like plagioclase, not inamphibole

or garnet. On that basis, we conclude that the rock most closely resembling the initial melt, are those with the highest Sr/Y ratio, and with the least amount of SiO_2.

Geochronology

The majority of the analyses were intercepting Concordia curve on a 2σ level and were interpreted as representing the closure of the U-Pb system at that age with noneor insignificant Pb-loss. In several instances we targeted both the cores andrims of zircons to check for possible inheritance; none was found. Rocks of the BLB yielded mean weighted $^{238}U/^{206}Pb$ dates ranging from 352.8 ± 2.9 to 370.9 ± 8.6 Ma; mean weighted date of the Wolf Creek stock is 352.3 ± ± 3.4 Ma; the single Sierra Buttes Fm. volcaniclastic sample yielded a date of 363.1 ± 7.2 Ma; three hypabyssal intrusions gave dates ranging from 359.5 to 369.4 Ma. Similarities in ages of all measured samples (Fig. 1) strengthen previously proposed ideas [e.g., Hanson et al.,1988] that the BLB, Wolf Creek stock, Sierra Buttes volcaniclastic Fm., and hypabyssal intrusions represent the same Devonian-Mississippian igneous system. The acquired data, however, do not favor a simple monotonicsolidification form a single pulse of magma. The mean weighted age of combined non-discarded zircons are spread in a normal distribution is 362.1 Ma (±1.4 Ma at 95 % conf.).

High MSWD value requires a geological scatter. It is evident from theacquired data that Northern Sierra igneous system had a long multi-phase emplacement history. Younger magma pulses could be passing through older igneous rocks, incorporating existing zircons. The spread of weighted mean ages of samples ismost likely explained by a long incremental growth of the Northern Sierra igneous system. Incremental pluton growth by dike/sill injection is a viable mechanism favored by many researchers. In case of absence of effective mechanical mixing, theaggregation of magma pulses from different sources can result in heterogeneous plutons [Wareham et al., 1997], such as BLB. Thus, such mechanism can explain the age scatter between analyzed samples. We suggest that the incremental growth of the BLB was carried out by thesill-fed, rather than dike-fed mechanism: (1) the conformable relationships between batholith's eastern and western margins with the bedding in Shoo Fly suggest conformable emplacements; (2) the large Shoo Fly xenolith, earlierinterpreted as a partially disrupted sheet between two injections of magma in that area [Hanson et al., 1988], is much more likely form running parallel to the boundary of trondhjemite and granodiorite during emplacement of sills.

DISCUSSION

Origin of magma

Geochemistry strengthens the island arc nature of the BLB and associated igneous rocks. The studied rocks are of the I-type, therefore they could have been derived either (1) as a result of melting of crustal sources; or (2) as a result ofmelting of subducting slab (adakites, or adakite-like rocks); or (3) as differentiates of mafic melts. The second option is unlikely, since these rocks have a low value of Mg#~35, while typical adakites have around 50, and also low Sr/Y ratios (<<50), whichpoints at the absence of garnet in the restites. The analyses fall into the area of typical island arc rocks, as demonstrated for example by their position on the VAG area on Pierce diagrams. In the light of absence of the heavy REE data it ishard to make the choice between crustal and mafic island arc sources. However, the absence of any host rock zircons or their fragments (i.e., Proterozoic) in the studied igneous rocks suggests that the crustal material was not incorporated in the melts.

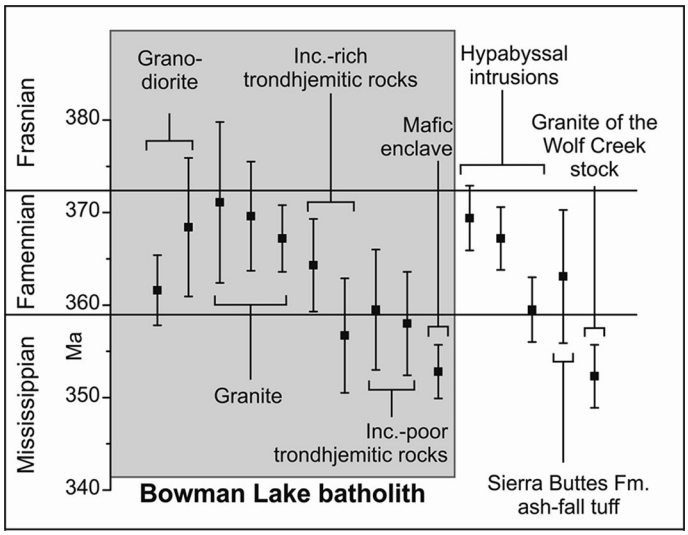


Fig. 1. The summary of acquired U-Pb zircon ages for all samples. Bars represent 2σ uncertainties.

Timing of Northern Sierra terrane assemblage

The time of terrane assemblage can be assessed by the youngest zircon ages in units that precede the amalgamation (Shoo Fly) and the oldest zircon ages from overlying formations and stitching plutons. Since we have concluded that the emplacementof Northern Sierra igneous system was stretched in time, we will examine every major geological relationship and assess the importance of each age of the timing of terrane's assemblage (Fig. 2).

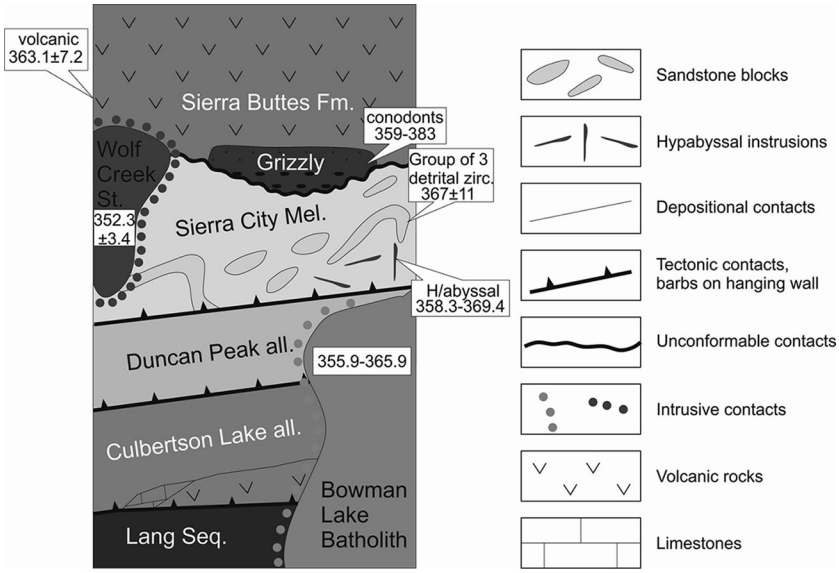


Fig. 2. Age constraints plotted on a schematic section showing composite relationships for Shoo Fly Complex and overlying Grizzly and Sierra Buttes Formations. Modified after (Saleeby et al., 1987).

Below the unconformity

[Grove et al., 2008] published detrital zircon data from a felspathic sandstone embedded into the SCM; the three youngest zircons were 359 ± 10, 365 ± 10 and 373 ± 8 Ma. The youngest two ages in this below-the-unconformity unit are in directcontradiction with the older ages of igneous rocks that postdate the unconformity. However, these two ages do not form a robust cluster and might be statistical outliers. The unpublished author's data in prep yields a reliable cluster of 3 youngest zircongrains at ca. 373 Ma in the SCM sandstone (sample BL-11). We therefore assume the 373 Ma to be the older constraint for the unconformity and for the juxtaposition of allochthons.

Above the unconformity

BLB stitches the lower three allochthons, therefore its age can be used to constrain the age of their juxtaposition only. We can conclude that the juxtaposition of Lang Seq., Duncan Peak and Culbertson Lake alls. happened nolater than 370.9 ± 8.6 Ma. In order to extend the age constrains to the 4th all., the SCM, we need to assume the genetical links between the batholith rocks and the hypabyssal intrusions from the SCM. All dated hypabyssalsintruded into the SCM, thus their age range of 358.3–369.4 Ma postdate this unit. The age of the oldest intrusion is statistically indistinguishable from the age of the oldest batholith rock. We can reasonably assume that the hypabyssalsin the mélange are synchronous with the emplacement of the BLB; the oldest sample ages (370.9 ± 8.6 and 369.4 ± 3.5 Ma) would then be the youngest constrains for the unconformity and juxtaposition of all four allochthons. The Grizzly Fm., underlying the Sierra Buttes Fm. and the very first unit above the unconformity (thus succeeding the juxtaposition, and preceding the magmatism) contains Frasnian corals and gastropods; the top of the formation contains mid-Famennian conodonts [Hanson and Schweickert, 1986]. We can thus reasonably assume Grizzly Fm. to be constrained between Frasnian-Famennian boundary (372.2 Ma) and the middle of Famennian (365.6 Ma).Volcanic rocks of the Sierra Buttes Formation lie on SCM and Grizzly Fm. in the northern part of the terrane; towards the south they truncate lower lithotectonic units unconformably [Harwood, 1992]. Therefore, the acquired 363.3 ± 9.4 Maage of Sierra Buttes Fm., member A is confining the juxtaposition of all 4 allochthons. Wolf Creek stock is characterized by the youngest (out of all measured samples) age of 352.3 ± 3.4 Ma. Such age is in a good agreement with the structural position of the stock, which is stitching the SCM with the overlying Sierra Buttes Fm. The 378 Ma age for the Wolf Creek stock previously reported by Saleeby et al., [1987] would be in a contradiction with newer detrital zircon data [Grove et al., 2008; own unpublished data]; the new U-Pb zircon crystallization age for the Wolf Creek stock is considerably younger, resolving the age conflict.

GRATITUDES

This work was supported by RFBR grants #15-55-10055, 16-05-00446, 16-35-00555, 15-35-21059 and grant 14.Z50.31.0017 of the Government of the Russian Federation.

ГРАНИТОИДЫ ИШЕРИМСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ И НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ

Петров Г.А., Холоднов В.В., Ронкин Ю.Л.

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Гранитоиды Ишеримского антиклинория (Северный Урал), распространенные среди позднедокембрийских толщ западного склона Урала в виде небольших штоков и даек, изучались многими исследователями (Б.Д. Аблизиным, Б.В. Клименко, А.М. Курбацким, Г.Г. Морозовым, А.Я. Рыбальченко, Ю.Д. Смирновым, Н.П. Старковым, И.И. Чайковским и другими). Несмотря на это, остаются дискуссионные вопросы, касающиеся возраста, обстановок и флюидного режима формирования пород, их потенциальной рудоносности.

Кислые интрузивные породы Ишеримского антиклинория, входящие в состав Мойвинского, Посьмакского, Вёлсовского и Шудьинского массивов, отнесены нами к поздневендско-раннекембрийскому велсовскому гранит-лейкогранитовому комплексу. Петрографические, минералогические и геохимические особенности гранитоидов этих массивов наиболее подробно описаны в отчете И.И. Чайковского [2002]. Этот автор считает, что все гранитоиды Ишеримской структуры имеют каменноугольный возраст (350–330 млн лет).

Предшествующие исследователи [Клименко и др., 1998; Зильберман и др., 2002] отмечали, что в пределах *Вёлсовского массива* наблюдается прорывание более древних разгнейсованных биотитовых гранитов молодыми массивными лейкогранитами. Существование здесь двух интрузивных фаз подтверждается нашими изотопно-геохронологическими данными. Породы этого массива состоят из калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза, кварца и биотита в различных соотношениях. Слагающие *Южный массив Мойвинской интрузии* (площадью ~4 км^2) биотитовые граниты и лейкограниты характеризуются массивными и ориентированными текстурами и близким идиоморфизмом микроклина и плагиоклаза. Присутствие в породах аксинита, флюорита, гематита и пирротина свидетельствуют о сернисто-кислород-фтор-борном составе флюидов [Чайковский и др., 2002]. Установлено также наличие в гранитных породах редкометальных минералов: шеелита, молибденита, фенакита, эвксинита, эшинита, торита, ксенотима, ильменорутила, монацита, ферроколумбита. *Северное тело Мойвинского массива* расположено севернее р. Ольховка. В состав его входят, главным образом, амфиболовые гранодиориты и порфировидные граниты. *Посьмакская гранитная интрузия* представляет собой субпластовое тело размером 5 × 0.8 км, состоящее из калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза, кварца и биотита.

Гранитоиды вёлсовского комплекса – известково-щелочные и умеренно-щелочные породы K-Na (Мойвинская и Вёлсовская интрузии) и Na (Посьмакская) типов. На дискриминационных диаграммах точки состава гранитов Вёлсовского массива попадают в поле синколлизионных, а большая часть составов пород Мойвинского и Посьмакского массивов – в поле надсубдукционных гранитоидов. Графики нормированного содержания РЗЭ показывают существование заметных различий в составах интрузий вёлсовского комплекса [Петров и др., 2014]. Так, графики РЗЭ для пород Мойвинского массива имеют плоскую форму и отражают преобладание легких редких земель (ЛРЗЭ) над тяжелыми (ТРЗЭ): ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 6–8, при отсутствии Eu аномалии (Eu/Eu* = 0.94–1.04). В гранитах Посьмакского массива среди РЗЭ также преобладают легкие лантаноиды (ЛРЗЭ/ТРЗЭ от 3.5 до 10), но наблюдается уже отчетливая отрицательная Eu аномалия (Eu/Eu* варьирует от 0.24 до 0.60). Распределение РЗЭ в целом указывает на сходство посьмакских гранитоидов с типичными I-гранитами. По данным И.И. Чайковского [2002], гранитоиды Мойвинского массива (по сравнению со средним гранитом А.П. Виноградова) обогащены Ni, Co и Cr, Cu и Bi. В поздних дифференциатах – лейкогранитах, характерно накопление Mo, Ba, Tl, W, Nb, Pb, Ta, U, Li, Bi. Повышенные содержания редкометальных элементов характерны также для аплитов (Li, Be, Bi, W, Nb, Pb) и пегматитов (Mo, Bi, Nb). Для гранитоидов Вёлсовской интрузии также характерно обогащение Ni, Co, Cr, Be, Hf, Bi, Sn, W, Rb, Nb, Ta, U и Th; но наиболее высокие содержания Cu, Bi, W, Nb, Ta, La появляются только в лейкогранитах. И.И. Чайковский [2002] считает, что: «наиболее характерными для всех массивов являются Nb, W, Bi, (Mo, Pb, Be, Li), что может отражать их связь со зрелой сиалической корой и формирование в синорогенную или посторогенную стадию». В непосредственной близости к двуслюдяным лейкогранитам Мойвинского массива залегают шеелитовые аподоломитовые скарны Аблизинского проявления [Черепанова, 1993].

Выполненное нами U-Pb датирование цирконов из гранитов Вёлсовского массива имеет возраст 540 ± ± 11 млн лет (СКВО = 0.63, n = 60) [Петров и др., 2014]. Учет наиболее конкордантных значений (97 ÷ 104 %, n = 16) позволяет уточнить возраст – 530.5 ± 4.5 млн лет. Аналогичные вычисления для циркона из гранитов Мойвинского и Посьмакского массивов определяют их U-Pb возраст как 566.2 ± 4.6 млн лет (СКВО = 1.5, n = 23) и 560.0 ± 4.1 млн лет (СКВО = 1.09, n = 26) соответственно. Эллипсы погрешностей определений возрас-

та цирконов гранодиоритов северного тела Мойвинского массива позволяют вычислить конкордантный возраст 565 ± 2 млн лет (СКВО = 2.3, n = 15), а цирконов из лейкогранита Вёлсовского массива – 511.4 ± 3.3 млн лет (СКВО = 0.04, n = 21). Таким образом, U-Pb датировки, полученные по циркону из гранитов Мойвинского и Посьмакского массивов, фиксируют интервал времени 566.2 ± 4.6 ÷ 560.0 ± 4.1 млн лет, а Вёлсовского – 530.5 ± 4.5 млн лет; при этом лейкограниты Вёлсовского массива имеют возраст 511.4 ± 3.3 млн лет. Учитывая, что геохимические особенности пород двух первых массивов сближают их с гранитоидами надсубдукционных обстановок, а последнего Вёлсовского – с коллизионными и пост-коллизонными образованиями, можно высказать предположение о том, что данные о различном возрасте гранитоидов отражают разные стадии геологической истории Ишеримского блока: энсиалической островной дуги (или активной континентальной окраины) и орогена в венде и коллапса коллизионного орогена в раннем кембрии. Близкие по возрастному диапазону докембрийские гранитоидные комплексы известны и в других структурах Урала. Так, на Южном Урале в Уфалейском метаморфическом блоке и в Башкирском антиклинории они представлены битимским и юрминским комплексами гранитов анорогенного типа [Шардакова, 2015, 2016; и др.]. На Приполярном Урале и в фундаменте Печорской плиты позднедокембрийские гранитоиды широко распространены [Андреичев, Литвиненко, 2007; Удоратина и др., 2006; и др.] и имеют более разнообразный состав, позволяющий сопоставить их с гранитами I и A типов [Махлаев, 1996; Кузнецов и др., 2005].

Для определения минерагенической специализации и потенциальной рудоносности гранитоидов вёлсовского комплекса, проведено исследование их флюидного режима. При помощи микроанализатора SX-100 выполнены анализы содержаний галогенов и серы в составе апатитов, биотитов, амфиболов, титанитов и фенгитов. Как показал анализ состава апатитов, граниты *Мойвинского массива* специализированы на окисленную сульфатную серу при слабо повышенном содержании в этом минерале хлора и умеренно повышенном содержании фтора. Более высокое содержание хлора в биотите и амфиболе (до 0.20–0.26 мас. %), относительно апатита (0.14–0.03 мас. %), свидетельствует [Холоднов, Бушляков, 2002] о маловодности расплава Мойвинского массива, что подтверждается высокой железистостью биотита (f 0.62–0.65) и амфибола – ферроактинолита (f 0.55–0.61), а также повышенным содержанием титана в биотите (2–2.35 мас. % TiO_2); скорее всего породы Мойвинского массива принадлежат к бедной магнетитом ильменитовой серии. При этом уровень фугитивности кислорода в исходном расплаве был все же достаточным для нахождения значительного количества серы в ее наиболее окисленной сульфатной форме, что и определяет повышенное содержание сульфатной серы в апатите. Перечисленные особенности, вероятно, обусловили и отсутствие первичных сульфидов, а также высокое содержание оксидов – сфена и вторичного гематита, обилие циркона. Окислительный режим в процессе кристаллизации расплава менялся в сторону более восстановительной обстановки, что подтверждается зональностью кристаллов апатита: центральные части кристаллов содержат 0.5–0.6 мас. %, серы, промежуточные – 0.35 мас. %, края кристаллов – 0.10–0.20 мас. %. Подобная зональность по сере характерна и для кристаллов апатита в продуктивных на золото и шеелит окраинно-континентальных мантийно-коровых интрузиях восточного склона Урала, таких как Шарташская, Ахуновская, Челябинская и другие.

Вёлсовский массив. Исходный расплав был также специализирован на окисленную сульфатную серу, но уже при отсутствии хлора, что фиксируют составы апатита и фенгита. Другая важная особенность – более высокое содержание фтора: в апатите 3.65–4.4 мас. %, среднее 4.0 мас. %, в фенгите 0.75–0.52 мас. %, среднее 0.65 мас. %, в сфене до 1.0 мас. %. Это свидетельствует о повышенной фтороносности этого расплава. Уровень фугитивности кислорода в исходном расплаве был достаточным для нахождения значительного количества серы в ее сульфатной форме. Поэтому здесь также наблюдается отсутствие первичных сульфидов, при высоком содержании оксидов и сфена, с появлением рутила. Так же как и в Мойвинском массиве на раннем этапе кристаллизации окислительный режим был более высоким. Об этом свидетельствует дискретность в распределении серы в апатитах, с зональностью по сере: ранний этап с содержанием серы до 0.6 мас. % (центр кристаллов), поздний этап 0.02–0.05 мас. % (краевые зоны). Таким образом, окислительный режим в процессе кристаллизации расплава менялся в сторону более восстановительной обстановки. Это сопровождалось появлением на поздне- и постмагматическом этапе большего количества сероводорода в составе флюидов и определяло последующую кристаллизацию сульфидов.

Подводя итоги, можно отметить, что охарактеризованное выше изменение содержаний галогенов и серы в составе апатита и других минералах отражает общий тренд эволюции флюидного режима гранитоидного магматизма Ишеримского антиклинория во времени: от более раннего Мойвинского (566 млн лет), к более позднему Вёлсовскому (530 млн лет) массиву, характеризуя рост активности фтора при стабильно высокой активности окисленной сульфатной серы и спаде активности хлора практически до нуля. Использование специализированных минералого-геохимических диаграмм [Холоднов, Бушляков, 2002] позволяет через состав и содержание флюидных элементов в минералах, определять возможную потенциальную рудоносность гранитоидных магм и подтверждает преимущественную специализацию Мойвинского и Вёлсовского масси-

вов, особенно первого, на шеелит-сульфидное (W, Cu, Pb, Zn, Mo) оруденение, возможно с золотом. Относительно высокое содержание хлора в биотите (до 0.26 мас. %) Мойвинского массива на фоне сравнительно невысоких содержаний фтора указывает на некоторую его аналогию с гранитоидами, специализированными на медно-молибден-порфировое оруденение. Специализацию Мойвинского массива на молибден и вольфрам подтвержает и соотношение между концентрациями хлора в сосуществующих апатитах и биотитах. Возможный аналог по рудоносности – скарновые Mo-W, шеелит-сульфидные с полиметаллами месторождения Востока России (месторождения Лермонтовское, Восток-2, Агылки). Для более фтороносного Вёлсовского массива может быть характерным усиление специализации и на редкометальное оруденение (Nb, Ta, Li, Be, B, U).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреичев В.Л., Литвиненко В.Л. Изотопная геохронология гранитоидного магматизма фундамента Печорской плиты. Сыктывкар: Геопринт, 2007. 68 с.

Зильберман А.М., Морозов Г.Г., Корелин Г.П. Магматические комплексы Пермской серии листов // Проблемы минералогии, петрографии и минерагении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: Сборник научных статей. Пермь: Перм. Ун-т. 2002. Вып. 4. С. 124-146.

Клименко Б.В., Борисов Н.Е., Рыбальченко А.Я. и др. Отчет о геологическом доизучении масштаба 1:50 000 Шудьинской площади (листы P-40-118-Г, P-40-119-В, Г – зап. половина, P-40-130-Б) с общими поисками в Красновишерском районе Пермской области, проведенном в 1989–1998 гг. Пермь, 1998.

Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралид-тиманид. Сыктывка: Геопринт, 2005. 100 с.

Махлаев Л.В. Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 150 с.

Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Тристан Н.И., Гердес А., Маслов А.В. Новые данные о составе и возрасте гранитов Ишеримского антиклинория и положение границы тиманид на Северном Урале // Докл. РАН, 2014. Т. 459. № 6. С. 721-725.

Удоратина О.В., Соболева А.А., Кузнецов Н.Б. и др. Возраст гранитоидов Маньхамбовского и Ильяизского массивов (Северный Урал): U-Pb данные. Докл. АН. 2006. Т. 406. № 6. С. 810-815.

Холоднов В.В., Бушляков И.И. Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург. УрО РАН, 2002. 393 с.

Чайковский И.И., Чайковская Е.В., Попов И.Б. Гранитоидные комплексы Ляпинско-Кутимского мегантиклинория: уточнение легенды Пермской серии листов Госгеолкарты-200 (Росгеолфонд, Пермский ТГФ, ПГГСП «Геокарта», ПГУ). 2002.

Черепанова Д.В. Шеелитоносные скарны Мойвинской интрузии Северного Урала // Геология и металлогения Приполярного Урала. Сыктывкар, 1993. С. 54.

Шардакова Г.Ю. Новые данные о Rb-Sr возрасте гранитов Никольского массива (Уфалейский блок). Литосфера, 2015. № 4. С. 93-98.

Шардакова Г.Ю. Геохимические особенности и изотопный состав гранитоидов Башкирского мегантиклинория – свидетельства импульсов эндогенной активности в зоне сочленения Уральского орогена с Восточно-Европейской платформой // Геохимия. 2016. № 7. С. 607-622.

GRANITOIDS OF THE ISHERIM ANTICLINORIUM: GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS, FLUID REGIME OF FORMATION AND NEW DATA ON THE AGE

Petrov G.A., Holodnov V.V., Ronkin Yu.L.

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch RAS, Ekaterinburg, Russia

Granitoids of Isherim anticlinorium (Northern Ural), situated in Late Precambrian strata of the Western slope of the North Urals in the form of small stocks and dikes, have been studied by many researchers (B.D. Ablizin, B.V. Klimenko, A.M. Kurbatsky, G.G. Morozov, A.I. Rybal'chenko, Yu.D. Smirnov, N.P. Starkov, I.I. Tchaikovsky, and others). Despite this, there are controversial issues relating to age, conditions and fluid regime of rocks formation and their potential ore content.

Acidic intrusive rocks of Isherim anticlinorium which are included into Moiva, Posmack, Vels and Shud'ya massifs, are attributed by us to the Late Ediacaran - Early Cambrian Vels granite-leucogranite complex. Petrographic, mineralogical and geochemical features of granitoids are the most extensively described in the report of I.I. Tchaikovsky [2002]; the author considers that all granitoids of Isherim structure are of Carboniferous age (350–330 million years).

Previous researchers [Klimenko and al., 1998; Zilberman et al., 2002] noted that breaking through the more ancient gneissic biotitic granites of the younger massive leucogranites is observed within Vels massif. The existence of two intrusive phases is evidenced by our geochronological data. The rocks consist of potassium feldspar, acid

plagioclase, quartz and biotite in various proportions. Composing the Southern massif of Moiva intrusion (area of ~4 km^2), biotite granites and leucogranites are characterized by massive and oriented textures and idiomorphic microcline and plagioclase grains. The presence of axinite, fluorite, hematite and pyrrhotite indicate sulfur-oxygen-fluorine-boron fluid composition [Chaikovsky et al., 2002]. The presence of rare-metal minerals, such as: scheelite, molybdenite, phenakite, euxenite, eshinite, thorite, xenotime, ilmenorutile, monazite, ferrocolumbite, is also established. Norhern massif of Moiva intrusion is located to the North of the Ol'khovka river, consists mainly of amphibole granodiorites and porphyritic granites. Posmack granite intrusion is cobblestone body with a size of 5 × 0.8 km, consisting of potassium feldspar, acid plagioclase, quartz and biotite.

Granitoids of the Vels complex have calc-alkaline and alkaline K-Na (Moiva and Vels intrusions) and Na (Posmack) composition. At the discrimination diagrams the points of the Vels granites belong to the field of syncollisional granitoids, when the majority of rocks compositions of Moiva and Posmack massifs – to the field of supra-subduction granitoids.

Graphs of normalized REE contents show the existence of notable differences in the compositions of rocks of the intrusions of Vels complex [Petrov et al., 2014]. So, the graphics of the REE for the rocks of Moiva massif have a flat shape and reflect the preponderance of Light Rare Earths Elements (LREE) over Heavy (HREE), LREE/HREE = 6–8; Eu anomalies are absent (Eu/Eu* = 0.94–1.04). In granites of Posmack massif light lanthanides are dominated (LREE/HREE is varied from 3.5 to 10), Eu/Eu* varies from 0.24 to 0.61; the distribution of REE indicates the similarity of Posmack granitoids with typical I-granites. According to I.I. Tchaikovsky [2002], granites of Moiva massif (compared to the average granite of Vinogradov A.P.) are enriched in Ni, Co, Cr, Cu and Bi. Later differentiates of leucogranites, are characterized by the accumulation of Mo, Ba, Tl, W, Nb, Pb, Ta, U, Li, Bi. High content of rare elements is also characteristic of aplite (Li, Be, Bi, W, Nb, Pb) and pegmatites (Mo, Bi, Nb). Granitoids of Vels intrusion are also characterized by the enrichment of Ni, Co, Cr, Be, Hf, Bi, Sn, W, Rb, Nb, Ta, U and Th; sub-ore contents appear only in leucogranites – Cu, Bi, W, Nb, Ta, La. As I. Tchaikovsky [2002] wrote: "The most characteristic arrays of all are those of Nb, W, Bi, (Mo, Pb, Be, Li) that could reflect their relationship with mature sialic crust and their formation in synorogenic or postorogenic stage". The scheelite apodolomite skarns of Ablizin ore manifestation are deposited in close proximity to bodies of two-mica leucogranites of Moiva massif [Cherepanova, 1993].

Dating of zircons from granites Vels massif gave the age of 540 ± 11 million years (MSWD = 0.63, n = 60) [Petrov et al., 2014]; based on the most concordant values (97 to 104 %, n = 16) U-Pb data of zircon of the investigated sample allows to set the age of 530.5 ± 4.5 million years. Similar calculations for zircon from granites of Moiva and Posmack massifs allow to define a U-Pb age 566.2 ± 4.6 Ma (MSWD = 1.5, n = 23) and 560.0 ± 4.1 Ma (MSWD = = 1.09, n = 26) respectively. The ellipses of errors of ages definitions of zircons from granodiorites of the Northern body of Moiva massif allow to calculate a concordant age of 565 ± 2 Ma (MSWD = 2.3, n = 15); zircons from leucogranite of Vels massif – 511.4 ± 3.3 Ma (MSWD = 0.04, n = 21). Thus, the "in situ" U-Pb dating, obtained on zircon from granites of Moiva and Postmack massifs, records the time interval 566.2 ± 4.6 ÷ 560.0 ± 4.1 Ma, Vels massif – 530.5 ± ± 4.5 million years; the leucogranites of Vels massif are of age 511.4 ± 3.3 Ma. Considering that the geochemical features of the rocks of the first two massifs do not contradict with their formation in supra-subduction setting and the latter in the collision environment, one may assume that the data on composition and age of granites reflect different stages of geological history of Isherim block – sialic island arc (or active continental margin) and orogen in Ediacaran time and collapse of collisional orogen in the early Cambrian. Precambrian granitoid complexes close on the age range of are also known in some other structures of the Urals. So, in the Southern Urals in Ufaley metamorphic complex and in the Bashkir anticlinorium they are presented by Bitimka and Jurma anorogenic granite complexes [Shardakova, 2015, 2016, etc.]. In the Subpolar Urals and the basement of the Pechora plate Late Precambrian granitoids are widely distributed [Andreichev, Litvinenko, 2007; Adoration et al., 2006; etc.] and have a more diverse composition, which allows comparing them with the granites of I and A types [Makhlaev, 1996; Kuznetsov et al., 2005].

For determination of mineragenic specialization and potential ore content of the Vels complex granitoids, we studied their fluid regime. Using the microprobe SX-100, analyses of the contents of halogen and sulfur in the composition of apatites, biotites, amphiboles, titanites and fengites were estimated. As shown by the analysis of apatite composition, granites of Moiva massif are specialized in oxidized sulfate sulfur in case of slightly elevated levels of this mineral chlorine and moderately elevated levels of fluoride. A higher content of chlorine in biotite and amphibole (up to 0.20–0.26 wt %), relative to apatite (0.14–0.03 wt %), indicates [Kholodnov, Bushlyakov, 2002] the shallowness of the Moiva massif melt, as evidenced by high ferruginous biotite (f 0.62–0.65) and amphibole – ferroactinolite (f 0.55–0.61) and by an increased content of titanium in biotite (2–2.35 wt % TiO_2); probably the Moiva massif belongs to poor magnetite ilmenite series. The level of oxygen fugacity in the initial melt was sufficient for finding a significant amount of sulfur in its most oxidized sulphate form, which determines the high content of sulfate sulfur in apatite. These features probably led to the absence of primary sulfides, as well as a high content of oxides of secondary titanite

and hematite, and the abundance of zircon. Oxidative regime in the process of crystallization of the melt was varied in the direction of a more restorative environment, as evidenced by the zoning of apatite crystals: the central part of the crystals contained 0.5–0.6 wt %, sulphur intermediate is 0.35 wt %, the edges of the crystals – 0.10–0.20 wt %. Similar zonation of sulfur is characteristic of apatite crystals in the productive gold and scheelite continental margin mantle-crustal intrusions on the Eastern slope of the Urals, such as Shartash, Akhunovo, Chelyabinsk and others.

The Vels massif. The original melt was also specialized in oxidized sulfate sulfur, but in the absence of chlorine, which is recorded by the compositions of apatite and phengite. Another important feature is the higher fluorine content: in apatite from 3.65 to 4.4 wt %, average 4.0 wt %, in phengite – 0.75–0.52 wt %, average of 0.65 wt %, in titanite – to 1.0 wt %. This indicates the higher forumsmost of the melt. The level of oxygen fugacity in the source melt was sufficient for finding a significant amount of sulfur in its sulfate form. Thus, there is also a lack of primary sulfides at a high content of oxides and titanite, with the appearance of rutile. As in Moiva massif, in the early stage of crystallization oxidative mode was higher. This is evidenced by the discontinuity in the distribution of sulfur in apatites, zoning by sulphur looks like this: early stage with a sulphur content up to 0.6 wt % (center of crystal), late stage of 0.02–0.05 wt % (outer zones). Thus, the oxidation conditions during crystallization of the melt varied in the direction of a more reducing environment. This was accompanied by the emergence larger amount of hydrogen sulfide in the fluid composition of late – and postmagmatic stages and determine the subsequent crystallization of the sulphides.

Summing up, it can be noted that the above described change of the contents of halogen and sulfur in the composition of apatite and other minerals reflects the general trend of evolution of the fluid regime of granitoid magmatism of the Isherim anticlinorium in time: from the earlier Moiva (566 million years old) to later Vels massif (530 million years), describing the increased activity of fluorine, the stable high activity of oxidized sulfate sulfur and decline of chlorine to almost zero. The use of specialized mineralogical and geochemical diagrams [Kholodnov, Bushlyakov, 2002] allows using the content and composition of fluid elements in minerals to determine potential ore content of granitoid magmas and confirms the priority specialization of Moiva and Vels massifs, especially the first one, in the scheelite-sulfide (W, Cu, Pb, Zn, Mo) mineralization, possibly with gold. The relatively high chlorine content in biotite (up to 0.26 wt %) in Moiva massif with the comparatively low contents of fluorine indicates a certain analogy with granites, specialized in the copper-molybdenum-porphyry mineralization. Specialization of the Moiva massif for molybdenum and tungsten confirms the relationship between the chlorine concentrations in the coexisting apatite and biotite. A possible analogue in ore – scarn Mo-W, scheelite-sulfide ores from deposits of East Russia (deposits of Lermontov, East-2, Agylki). For the high-flourine Vels massif the increasing of specialization in rare-metals (Nb, Ta, Li, Be, B, U) can be expected.

REFERENCES

Andreichev L.V., Litvinenko V.L. Isotopic geochronology of granitoid magmatism of the basement of the Pechora plate. Syktyvkar: Geoprint, 2007. 68 p. (In Russian)

Zilberman A.M., Morozov G.G., Korelin G.P. Magmatic complexes of the Perm series of State geological maps // Problems of mineralogy, petrography and minerageny. Scientific readings in memory of P.N. Cervinkovsky: Collection of scientific articles. Perm: Perm. Univ. 2002. Vol. 4. P. 124-146. (In Russian)

Klimenko B.V., Borisov N.E., Rybalchenko A.I., etc. Report on the geological mapping scale 1:50 000 of Shud'inskya square with the common search in the Krasnovishersk district of the Perm region conducted in 1989–1998. Perm, 1998. (In Russian)

Kuznetsov N.B., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Gertseva M.V. Pre-Ordovician granitoids of the Timan-Ural region and evolution of Protouralides-Timanides. Syktyvkar: Geoprint, 2005. 100 p. (In Russian)

Makhlaev L.V. Granitoids of the North part of Central Ural uplift (the Polar and Subpolar Urals). Ekaterinburg: Ural branch of RAS, 1996. 150 p. (In Russian)

Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Tristan N.I., Gerdes A., Maslov A.V. New Data on Composition and Age of Granites from the Isherim Anticlinorium and Boundary of the Timanides in the North Urals // Doklady Earth Sciences. 2014. Vol. 459. Part 2. P. 1514-1518. © Pleiades Publishing, Ltd., 2014.

Udoratina O.V., Soboleva A.A., Kuznetsov N.B. Age of granitoids of Man-Khambo and Ilya-Iz massifs (North Urals): U-Pb data. Dokl. RAS. 2006. T. 406. No. 6. P. 810-815. (In Russian)

Kholodnov V.V., Bushlyakov A.I. Halogens in endogenous ore formation. Ekaterinburg. Ural branch of RAS, 2002. 393 p. (In Russian)

Chaikovskiy I.I., Chaykovskaya E.V., Popov I.B. Granitoid complexes of Lyapin-Kutim anticlinorium: a clarification of the legends of the Permian series of State geological maps. 2002. (In Russian)

Cherepanova D.V. The sheelite scarns of Moiva intrusion at the Northern Urals // Geology and metallogeny of the Subpolar Urals. Syktyvkar, 1993. P. 54. (In Russian)

Shardakova G.Yu. New data on Rb-Sr age of granite from Nikolsky massif (Ufaley block). Lithosphere, 2015. No. 4. P. 93-98. (In Russian)

Shardakova G.Yu. Geochemical features and isotopic composition of granitoids of the Bashkir anticlinorium is evidence of pulses of endogenous activity in the area of the boundary of Uralian orogen with the East European platform // Geochemistry. 2016. No. 7. P. 607-622. (In Russian)

ИСТОЧНИКИ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТСОДЕРЖАЩИХ КОМПЛЕКСОВ КЕТКАПСКО-ЮНСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Полин В.Ф.

ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия, vfpolin@mail.ru

Значительность объемов субщелочных магматитов в континентальной коре Алданского щита делает их источники предметом полемики, касающейся проблем геодинамики, роста континентов и рециклинга корового вещества. В этой работе затронуты вопросы происхождения, петрогеохимической и геодинамической типизации позднемезозойских **гранитсодержащих** субщелочных комплексов одной из зон позднемезозойской тектоно-магматической активизации (ТМА) Алданского щита – Кеткапско-Юнской магматической провинции (ККЮМП): раннемелового трахиандезит-диорит-гранодиорит-гранитного **учурского** и раннемелового монцонит-сиенит-граносиенитового с аляскитами **кеткапского**, для определения источников родоначальных магм и оценки особенностей петрогенезиса.

Периодизация субщелочного магматизма ККЮМП. Кеткапско-Юнская магматическая провинция имеет сложное строение, обусловленное присутствием в ее основании блоков континентальной коры архейского, палео- и мезопротерозойского возрастов. Формирование её, как и прочих зон мезозойского полиформационного магматизма, связано с позднеюрско-раннемеловой эпохой ТМА Алданского щита. В эту эпоху, в результате закрытия палеозойского Монголо-Охотского океана и коллизии Сибирского и Северо-Китайского кратонов [Парфенов и др., 2003], сменившейся в раннем мелу обстановкой скольжения литосферных плит, произошло заложение системы грабенов преимущественно субширотного простирания, в пределах которых широко проявился внутриплитный полиформационный магматизм.

Наблюдаемое многообразие мезозойских изверженных пород Алданского щита своим формированием обязано двум крупным циклам ТМА [Максимов, 1972]. Для ККЮМП предлагалась [Полин, Петраченко, 2001] пятиэтапная схема, предусматривающая становление магматических комплексов в течение юры – позднего мела. Недавними работами по изотопной периодизации внесены существенные изменения в схему эволюции Провинции. В частности, установлено [Полин и др., 2012], что длительность проявлений субщелочного **гранитсодержащего** магматизма в ККЮМП имеет лишь несколько млн. лет и приходится на рубеж «баррем-апт». По присутствию реликтовых цирконов в составе кристаллических фаз монцонитоидов и субщелочных диоритоидов-гранитоидов сделан вывод об участии **вещества древней коры** в составе источников этих пород.

Петрогеохимическая типизация гранитсодержащих комплексов. Гранитоиды **учурского** комплекса классифицируются как субщелочные диориты и субщелочные кварцевые диориты, субщелочные гранодиориты и умеренно кремнекислые субщелочные граниты. Жильная фация представлена одинитами, спессартитами, трахиандезитами, диоритами, изредка, вогезитами, лейкогранитами и габброидами. Породы **кеткапского** комплекса отнесены к кварцевым монцонитам-монцодиоритам, сиенитам, кварцевым сиенитам и граносиенитам. Экзотическими в составе комплекса являются пирокластические трахидациты и жильные аляскиты [Полин, Петраченко, 2001; Полин и др., 2006; 2008].

Основные, средние и умеренно-кислые породы **учурского** комплекса относятся к натровой, высоко кальциевой, железистой и магнезиально-железистой метаглиноземистой серии, кислые – к перглиноземистой. Породы **кеткапского** комплекса образуют калиево-натриевую, высоко кальциевую, лейкократовую, железистую, метаглиноземистую серию. Лишь аляскиты слабо перглиноземисты. Большинство гранитоидов обоих комплексов обнаруживает петрогеохимические черты M и I типов, наиболее кислые проявляют признаки S типа. Кеткапские аляскиты имеют признаки гранитов S- (подтип "фракционированные") и A-типов, поздне- и посторогенных гранитоидов.

По величине общей щелочности и щелочно-известковистому балансу **учурские** породы первого этапа становления комплекса занимают границу между известково-щелочными и субщелочными сериями. Магматиты второго этапа отличаются от них повышенной калиевостью и, соответственно, более высокой щелочностью. Породам обеих этапов присущи высокие содержания Ba и Sr, что позволяет отнести их к латитовому геохимическому типу, связанному, как принято считать, с надплюмовым либо рифтогенным магматизмом с первичной щелочно-базальтовой магмой. В то же время, в их микроэлементном составе наблюдается ряд "надсубдукционных" характеристик [Полин и др., 2006]. Очень показательно отсутствие европиевого минимума и значительная фракционированность по легким РЗЭ, при слабом фракционировании по тяжелым, что обычно наблюдается в тоналит-трондьемитовых и некоторых щелочно-калиевых ассоциациях, развитых на

древних щитах. В целом, для подавляющего большинства учурских магматитов характерно сочетание в их составе характеристик тоналит-трондьемитовых и монцонит-сиенитовых серий.

Кеткапский комплекс уверенно классифицируется как субщелочной. По петрогеохимическим признакам он близок к типичным габбро-монцонит-сиенитовым ассоциациям, т.е. сериям "латитового" типа. Геохимические тенденции и содержание большинства породообразующих оксидов сближают его породы с близкими по кремнекислотности магматитами учурского комплекса. Сходная топология спайдерграмм у большинства разноосновных пород этих комплексов также может служить критерием их генетической близости. Существенным отличием являются полутора-двукратно бóльшие содержания калия и значимо более высокие содержания Ba, Rb, Sr в **кеткапских** гранитоидах относительно **учурских**. Латитовая тенденция в кеткапском комплексе хорошо выражена в средних и умеренно кислых членах, в аляскитах она отсутствует. В породах этого комплекса так же, как и в учурских, проявлены многие из признаков "надсубдукционных" магм [Полин и др., 2008]. Европиевые аномалии, очень слабые, отмечаются лишь в аляскитах. Последние выделяются также аномально низкими содержаниями лантаноидов и своеобразным распределением других микроэлементов, по-видимому, отражающим иные источники расплавов и вероятное участие процессов фракционирования в петрогенезисе этих пород.

Петрогеохимическая типизация показывает близость **учурских** и **кеткапских** гранитоидов к породам континентальных вулканических дуг, равно как постколлизионным, поздне- и посторогенным гранитоидам. На диаграмме М.Г. Руб – В.М. Даценко («Sr-Rb/Sr») составы большинства пород изученых комплексов занимают область производных мантийных магм, лишь аляскиты и лейкограниты классифицируются как типично коровые, что обычно наблюдается и в других латитовых ассоциациях. Поле учурских гранитоидов располагается между линией известково-щелочных серий активных континентальных окраин и пород рифтовых зон континентов; кеткапские же монцонитоиды имеют содержания стронция даже еще более высокие, чем типовые рифтогенные комплексы. Сопоставление со схемами петрохимической типизации гранитоидных ассоциаций показывает совмещение в составах исследованных пород признаков палингенных гранитоидов и гранитоидов – производных базальтовой и щелочно-базальтовой магм [Полин и др., 2006; 2008].

Источники родоначальных магм и модель формирования гранитсодержащих комплексов ККЮМП. Результаты геохимического изучения магматитов Кеткапско-Юнской провинции при учете геологической ситуации позволяют принять в качестве рабочей гипотезу происхождения гранитоидных расплавов в результате парциального плавления континентально-коровых образований Алданского щита. Как показано в [Полин и др., 2006; 2008; и др.], разноосновные группы пород в пределах гранитсодержащих комплексов ККЮМП не связаны между собой отношениями фракционной дифференциации, а являются продуктами достаточно **самостоятельных** расплавов. Поскольку расплавы с **надсубдукционными** характеристиками могут появляться вследствие не только флюидного обогащения "мантийного клина" над зоной субдукции, но и в результате повторного плавления базитов с экстракцией несовместимых элементов, либо парциального плавления амфиболитов, представляется возможным образование почти всей ассоциации субщелочных магматитов ККЮМП путем разноуровневого парциального плавления сходных по высокому содержанию плагиоклаза источников: амфиболитов и Amf-Pl кристаллосланцев, метадиоритов и плагиогнейсов. Высокодисперсное распределение литофилов, особенно K, Cs, Ba, Sr, свидетельствует о вероятном влиянии **ювенильных** флюидов на магмогенез.

Мантийно-коровое происхождение родоначальных для пород учурского и кеткапского комплексов магм подтверждается данными по изотопии кислорода, стронция, неодима, свинца [Полин и др., 2013; 2016; и др.]. На их основании можно заключить, что источником магм **гранитсодержащих** комплексов ККЮМП была не мантия, а континентальная кора, представленная в изученном регионе архейскими и протерозойскими ортоамфиболитами, ортокристаллосланцами, ортогнейсами, метагранитами и метапелитами. Анализ геохимических и изотопных данных позволил установить несколько источников вещества, принимавшего участие в формировании полиформационных позднемезозойских магматитов ККЮМП. Мантийный источник вещества фиксируется по изотопии ураногенных свинцов, кислорода, стронция и неодима в большинстве магматических образований, а в мафических щелочных породах он играет преобладающую роль. Верхнекоровый источник по свинцовым изотопным характеристикам соответствует источнику типа «Ороген», по модели «плюмботектоники», или среднему составу континентальной коры, по модели Стейси – Крамерса. Этот источник установлен в составе салических (гранитоидных) и щелочно-салических пород Провинции. Третьим источником вещества является нижняя кора, но тип нижнекорового протолита, вовлекаемого в магматический процесс, остается пока не вполне определенным, что затрудняет оценку его роли в процессах петрогенезиса. По данным изотопного исследования, родоначальные расплавы **гранитсодержащих** субщелочных комплексов образовались, вероятно, как это следует и из материалов геохимического изучения, при плавле-

нии разнородного корового материала под воздействием глубинного флюидно-теплового потока, проводником которого служила колонна мантийных щелочнобазитовых магм.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО РАН № 15-I-2-002.

ЛИТЕРАТУРА

Максимов Е.П. Мезозойские кольцевые магматические комплексы Алданского щита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 3. С. 54-61.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов центральной и северо-восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 3. С. 7-41.

Полин В.Ф., Петраченко Е.Д. Эволюция мезозойского магматизма и формационная принадлежность магматических комплексов Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита // Материалы XI сессии Северо-Восточного отделения ВМО. Т. 1. Магадан, 2001. С. 185-191.

Полин В.Ф., Ханчук А.И., Дриль С.И. и др. Петрогенезис золотоносных диоритоидов Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита // ДАН, 2006. Т. 409. № 2. С. 241-247.

Полин В.Ф., Сахно В.Г., Сандимирова Г.П., Цурикова Л.С. Петрология мезозойского монцонит-сиенитового магматизма Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита // ДАН, 2008. Т. 418. № 1. С. 74-80.

Полин В.Ф., Мицук В.В., Ханчук А.И. и др. Геохронологические рубежи субщелочного магматизма Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита // ДАН, 2012. Т. 442. № 1. С. 83-89.

Полин В.Ф., Ханчук А.И., Мицук В.В. и др. Источники мезозойского полиформационного магматизма Кеткапско-Юнской магматической провинции Алдана: изотопные данные // ДАН, 2013. Т. 448. № 2. С. 181-187.

Полин В.Ф., Дриль С.И., Ханчук А.И. и др. Вариации изотопного состава свинца в полиформационных магматитах Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита как свидетельство мантийно-корового взаимодействия // ДАН, 2016. Т. 468. № 5. С. 566-571.

NATURE OF THE LATE MESOZOIC GRANITE-BEARING MAGMATIC COMPLEXES OF THE KETKAP-YUNA MAGMATIC PROVINCE OF ALDAN SHIELD

Polin V.F.

Far East Geological Institute, FEB of RAS, Vladivostok, Russia, vfpolin@mail.ru

Significant volumes of subalkaline magmatites in the continental crust of Aldan Shield make their sources the subject of the polemics concerning the problems of geodynamics, growth of the continents, and recycling of the crust matter. This paper touches the questions of the origin and petrogeochemical and geodynamic typification of the Late Mesozoic granite-bearing subalkaline complexes of one of the zones of the Late Mesozoic tectonic-magmatic acactivization (TMA) – Ketkap-Yuna magmatic Province (KKYMP): the Early Cretaceous trachyandesite-diorite-granodiorite-granite Uchursky and the Early Cretaceous monzonite-syenite-alaskite Ketkapsky complexes, so that to estimate the sources, the tectonic setting of their formation and the petrogenesis features.

Periods of the KKYMP magmatism. The Ketkap-Yuna magmatic Province has a complicated structure governed by the presence in its basement of the continental crust blocks of the Archean, Paleo-, and Meso-Proterozoic age. The formation of it, like other zones of the Mesozoic polyformation magmatism, is related with the Late Jurassic-Early Cretaceous epoch of the TMA of Aldan Shield. In this epoch, the closing of the Paleozoic Mongol-Okhotsk Ocean and collision of the Siberian and North-Chinese cratons [Parfenov et al., 2003], changed in the Early Cretaceous by the setting of the lithosphere plate sliding, resulted in the emplacement of the system of grabens predominantly of the sublatitudinal strike, within which the intraplate polyformation magmatism manifested itself widely.

The diversity of the Mesozoic igneous rocks observed in Aldan Shield is the result of two big cycles of the TMA [Maksimov, 1972]. Researchers [Polin, Petrachenko, 2001] proposed for the KKYMP a five-stage scheme that stipulated the development of magmatic complexes during the Jurassic-Late Cretaceous time. Recent works on the isotopic division into periods introduced essential alterations in the scheme of the Province evolution. It has been established [Polin et al., 2012] that the duration of manifestations of the subalkaline **granite-bearing** magmatism in the KKYMP is only several million years and falls on the "Barremian-Aptian" boundary. The presence of relict zircons in the composition of the crystalline phases of monzonitoids and subalkaline dioritoids allows the conclusion about the participation of the **ancient crust matter** in the composition of the sources of these rocks.

Petrogeochemical typification of granite-bearing complexes. Granitoids of **Uchursky** complex are classified as the subalkaline diorites and subalkaline quartz diorites, subalkaline granodiorites and moderately silicic subalka-

line granites. The vein facies is represented by odinites, spessartines, trachyandesites, diorites, rarely vogesites, leucogranites, and gabbroids. The rocks of **Ketkapsky** complex are assigned to quartz monzonite- monzodiorites, syenites, quartz syenites, and granosyenites. Exotic in this complex composition are the pyroclastic trachydacites and dike alaskites [Polin, Petrachenko, 2001; Polin et al., 2006, 2008].

The basic, intermediate, and moderately acid rocks of **Uchursky** complex belong to the sodic, high-calcium, ferruginous, and magnesian-ferruginous metaaluminous series, and acid rocks – to the peraluminous series. The rocks of **Ketkapsky** complex make up the high-calcium, leucocratic, ferruginous, and metaaluminous series. Only alaskites are little peraluminous. Most of granitoids of both complexes show the petrogeochemical features of the M and I types, the most acid ones demonstrate the S type features. The Ketkap alaskites show the signs of granites of S (subtype "fractionated") and A types and late- and postorogenic granitoids.

In the value of total alkalinity and alkali-calcic balance the Uchur rocks of the first stage are on the boundary between the calcic-alkaline and subalkaline series. The magmatites of the second stage of the complex development differ from the rocks of the first stage in a higher potassium content and, accordingly, higher alkalinity. The rocks of both stages contain high Ba and Sr that allows them to be assigned to the latite geochemical type, related, as it is agreed, with the above-plume or rifting magmatism with the primary alkali-basaltic magma. At the same time, in their microelement composition some "suprasubduction" characteristics are observed [Polin et al., 2006]. Very demonstrative is the absence of the europium minimum and significant fractionation of the light REE, along with the poor fractionation on the heavy REE that is usually observed in the tonalite-trondhjemite and some alkali-potassium associations developed on the ancient shields. As a whole, most of the Uchursky magmatites are characterized by the combination in their composition of the features of the tonalite-trendhjemite and monzonite-syenite series.

Ketkap complex is confidently classified as subalkaline. In petrogeochemical features it is similar to the typical gabbro-monzonite-syenite associations, i.e. to the series of the "latite" type. The geochemical tendencies and content of most rock-forming oxides make its rocks similar to the approximate in silicic acidity magmatites of Uchur complex. The topology of spidergrams for most of different-basicity rocks of these complexes is similar that also may serve the criterion of their genetic relationship. The essential difference is half again to double higher contents of potassium and much higher contents of Ba, Rb, and Sr in the Ketkapsky granitoids relative to the Uchur ones. The latite tendency in Ketkap complex is well pronounced in the intermediate and moderately acid members, and it is absent in alaskites. In the rocks of this complex, like it is in the Uchur ones, many features of the "suprasubduction" magmas manifest themselves [Polin et al., 2008]. The europium anomalies are very weak and observed only in alaskites. The latter show also the anomalously low contents of lanthanoids and peculiar distribution of other microelements that supposedly indicates other sources of melts and probable participation of the fractionation processes in the petrogenesis of these rocks.

The petrogeochemical typification shows the similarity of the Uchur and Ketkap granitoids to the rocks of the continental volcanic arcs as well as to the postcollision late- and postorogenic granitoids. On the diagram of M.G. Rub – V.M. Datsenko («Sr-Rb/Sr»), the composition of most rocks of the studied complexes occupy the area of the partial mantle magmas, and only alaskites and leucogranites are classified as typically crustal that is usually observed in other latite associations also. The field of the Uchur granitoids is between the line of the calc-alkaline series of the active continental margins and the rocks of the rifting zones of the continents; the Ketkapsky monzonitoids show the Sr contents even much higher than the typical rifting complexes. Comparison with the schemes of the petrochemical typification of granitoid associations shows the superposition in the compositions of the studied rocks of the features of palingenic granitoids and granitoids – derivations of basaltic and alkali-basaltic magmas [Polin et al., 2006, 2008].

Sources of the parent magmas and model of formation of the granite-bearing complexes of the KKYMP. The results of the geochemical study of granitoids of the Ketkap-Yunskaya Province allowed for the geological situation permit to take as a working hypothesis of the origin of granitoid melts as a result of the partial melting of the continental-crustal formations of Aldan Shield. As it is shown [Polin et al., 2006, 2008; and others] the different-basicity groups of the rocks within the granite-bearing complexes of the KKYMP are not related with each other by the ratios of the fractionation differentiation, but are the products of rather **independent** melts. As the melts with **the suprasubduction** characteristics may result from not only fluidal enrichment of the "mantle wedge" over the subduction zone but from the repeated melting of basites with the extraction of the incompatible elements, or partial melting of amphibolites, it seems possible the formation of almost total association of the subalkaline magmatites of the KKYMP from the different-level partial melting of sources similar in high plagioclase content: amphibolites and Amf-Pl schists, metadiorites, and plagiogneisses. High-dispersion distribution of lithophylic elements, especially K, Cs, Ba, and Sr testifies to a probable influence of **juvenile** fluids on magma genesis.

The mantle-crust origin of the magmas, parent for the rocks of the Uchur and Ketkap complexes, is supported by the data on the isotopy of oxygen, strontium, neodimium, and lead [Polin et al., 2013; Polin et al., 2016, and others]. On their basis one can conclude that the source of magmas of the granite-bearing complexes of the KKYMP was not

the mantle, but the continental crust represented in the study region by the Archean and Proterozoic orthoamphibolites, orthoschists, orthogneisses, metagranites, and metapelites. Analysis of the geochemical and isotope data allowed the recognition of several sources of the matter participating in the formation of the polyformation Late Masozoic magmatites of the KKYMP. The mantle source of the matter is fixed by the isotopy of the uraniumgenic leads, oxygen, strontium, and neodimium in most of magmatic formations, and in the mafic alkaline rocks it plays the predominant role. The upper-crust source in its lead isotopic characteristics answers the source of the "Orogen" type according to the "plumbotectonics" model, or the average composition of the continental crust according to the Steisy-Kramerse model. This source has been established in the composition of salic (granitoid) and alkali-salic rocks of the Province. The third source of the matter is the lower crust, but the type of the lower-crust protolith , involved in the magmatic process, remains to be determined that makes it difficult to evaluate its role in the petrogenesis processes. According to the data of the isotopic investigation, the parent melts of the **granite-bearing** subalkaline complexes, as it is confirmed by the materials of the geochemical study, were originated through the melting of the different crustal material under the action of the deep-seated fluid-heat flow whose leader was the column of the mantle alkali-basitic magmas.

The work has been done with the financial support of the grant of the Feb of RAS 15-I-2-002.

REFERENCES

Maksimov E.P. Mesozoic ring magmatic complexes of Aldan Shield // Proceedings of the USSR Acad. Sci. Geol. Series. 1972. № 3. P. 54-61.

Parfenov L.M., Berzin N.A., Khanchuk A.I., and others. Model of formation of orogenic belts of Central and North-East Asia // Journal of Pacific Geology. 2003. V. 22. № 3. pp. 7-41.

Polin V.F. and Petrachenko E.D. Evolution of Mesozoic Magmatism and Formational Igneous Complexes Ketkap-Yuna Magmatic Province of Aldan Shield // Proceedings of XI Session of the Northeastern VMO Division (Magadan, 2001). V. 1. pp. 185-191. (In Russian)

Polin V.F., Khanchuk A.I., Dril S.I., and others. Petrogenesis of Gold-bearing Dioritoids in the Ketkap-Yuna Magmatic Province, Aldan Shield // Dokl. Earth Sci. V. 409. P. 2. pp. 824-830.

Polin V.F., Sakhno V.G., Sandimirova G.P., Tsurikova L.S. Petrology of Mesozoic Monzonite-Syenite Magmatism of the Ketkap-Yuna Magmatic Province in the Aldan Shield // Dokl. Earth Sciences, 2008. V. 418. P. 1. pp. 9-14.

Polin V.F., Mitsuk V.V., Khanchuk A.I., and others. Geochronological Limits of Subalkaline Magmatism in the Ketkap-Yuna Igneous Province, Aldan Shield // Dokl. Earth Sciences, 2012. V. 442. P. 1. pp. 17-23.

Polin V.F., Khanchuk A.I., Mitsuk V.V., and others. Sources of Mesozoic Polyformation Magmatism in the Ketkap-Yuna Igneous Province, Aldan Upland: Isotopic Data // Dokl. Earth Sciences. 2013. V. 448. P. 1. pp. 1-6.

Polin V.F., Dril S.I., Khanchuk A.I., and others. Variations of the Pb Isotope Composition in Polyformational Magmatic Rocks of the Ketkap-Yuna Igneous Province of the Aldan Shield: Evidence for Mantle-Crust Interaction // Dokl. Earth Sciences, 2016. V. 468. P. 2. pp. 611-615.

СИЕНИТЫ БЕСПАМЯТНИНСКОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРНОГО ТАЙМЫРА: ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ

Проскурнина М.А., Проскурнин В.Ф., Ремизов Д.Н., Ларионов А.Н.

ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского», Санкт-Петербург, Россия, Maria_Kurochkina@vsegei.ru

Первые данные о сиенитовых интрузиях Северного Таймыра известны, начиная с работ геологов середины прошлого века [Даминова, 1958]. А.М. Даминова связывала образование этих пород с «трапповой магмой», ассимилирующей «гипсово-карбонатные» породы нижнего-среднего палеозоя. Позднее В.Ф. Проскурниным эти породы выделены в беспамятнинский монцонит-граносиенитовый комплекс [Проскурнин и др., 1985], который объединяет группы штокообразных тел (площадью в среднем около 5 км^2) в приустьевой части р. Беспамятной, междуречье Подбазной и Мутного, в верховьях руч. Перекатистого и междуречье Коломейцева и Мамонта. Каждая группа состоит, как правило, из двух массивов овальной формы.

Изученные интрузии беспамятнинского комплекса расположены в устье р. Беспамятной и приурочены к Карской микроплите [Верниковский, 1996]. Слагающие их сиениты образуют 2 штока площадью от 2 до 15 км^2 (рис. 1). Сиениты прорывают позднерифейско-раннепалеозойские флишоидные образования и позднепалеозойские гранитоиды. Массивы приурочены к разломам северо-западного простирания и осложнены кольцевыми, полукольцевыми и радиальными разрывными нарушениями. Выделяют три фазы внедрения беспамятнинского комплекса. Ранняя фаза сложена монцогаббро и монцонитами, средняя – монцодиоритами и монцонитами, поздняя – кварцевыми сиенитами и сиенитами. С интрузиями сопряжены дайки лампрофиров умереннощелочного ряда.

В совокупности породы беспамятнинского комплекса принадлежат габбро-монцонит-сиенитовой формации [Кузнецов, 1964]. Л.В. Таусон выделил для подобных образований отдельный геохимический тип гранитоидовлатитового ряда [Таусон, 1977]. В зарубежной литературе этот тип пород выделяют в новый, пятый тип гранитоидов – SH-шошонитовый [Jiangetal., 2002; Соловьев, 2014]. Сиениты кольцевыхинтрузий о. Скай и прилегающих территорий на северо-западе Шотландии выделены в тип «высокобарий-стронциевых гранитов» [Tarney, Jones, 1994; Fowler, Henney, 1996].

Микроскопически это средне-, мелкозернистые породы с порфировидной и монцонитовой структурами. Среди особенностей минерального состава следует выделить парагенезис обыкновенной роговой обманки (паргасита и ферропаргасита), диопсида, биотита (с содержанием флогопитового минала от 44 до 66 %) и лейкократовых минералов – щелочного полевого шпата (ортоклаза № 39-92 с примесью BaO до 2.5 %) и кислого плагиоклаза (олигоклаза № 14-29 с примесью FeO до 0.9 %).Основные по химическому составу разновидности недосыщены

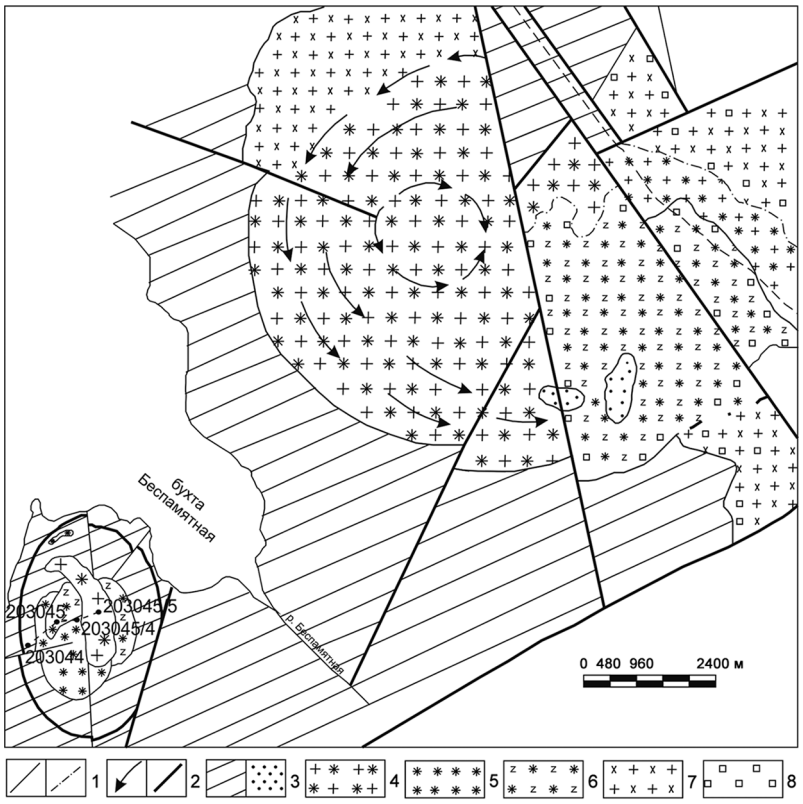


Рис. 1. Схема геологического строения массивов р. Беспамятной по В.Ф. Проскурнину с уточнениями автора.

1 – геологические границы достоверные (а) и предполагаемые (б), 2 – полукольцевые линеаменты дешифрирования (а) и разрывные нарушения (б), 3 – терригенные отложения позднего рифея (а) и кайнозоя (б), 4 – граносиениты, граносиенит-порфиры, 5 – сиениты, монцодиориты, 6 – монциниты, монцогаббро, 7 – вмещающие гранитоиды, 8 – процессы калишпатизации.

кремнеземом и содержат нормативный нефелин, в наиболее кислых породах содержание кварца достигает 10 %. Акцессорные минералы представлены апатитом, титанитом, цирконом, титаномагнетитом.

Образования беспамятнинского комплекса по химическому составу отвечают умеренно щелочному ряду калиево-натриевойи калиевой серий с вариацией составов от монцогаббро, монцонитов до кварцевых сиенитов.Содержание SiO_2 в породах меняется от 53.02 до 67.62 %. По индексу Шенда (A/CNK) все породы метаглюминиевые, без избытка глинозема. Содержание TiO_2 низкое, варьирует от 0.34 до 1.27 % (в среднем 0.7 %). По соотношению K_2O и SiO_2 породы ультракалиевые (K_2O от 3.46 до 5.66 %). В координатах K_2O–SiO_2 фигуративные точки составов пород лежат в поле шошонит-латитовой серии. Все породы характеризуются повышенной щелочностью – $K_2O + Na_2O$ варьирует от 7.22 до 9.82 мас. % при преобладании калия (K_2O/Na_2O до 2, в среднем 1.4).

Примечательна крайняя обогащенность РЗЭ, особенно элементамицериевой группы. Сумма РЗЭ меняется от 378.8 до 546.4 г/т. Максимальные значения превышают хондритовые в 400–500 раз. Тяжелыми РЗЭ породы обеднены. В целом, характер распределения редких земель ровный, практически прямолинейный. Наклон отрицательный, степень дифференцированности легкими РЗЭ выше –$(La/Yb)_N$ = 30–38, $(La/Sm)_N$ = 4.2–6.2, $(Gd/Yb)_N$ = 3.6–4.4. Eu-аномалия слабо отрицательная (Eu/Eu* = 0.79–0.87). Исследуемые породы имеют сходство распределений РЗЭ с таковыми для базальтов океанических островов, формирующихся из обогащенных мантийных источников.

Геохимической спецификой пород беспамятнинского комплекса является их генетическое единство. Главная особенность горных пород состоит в наличии интенсивных отрицательных Ti-Ta-Nb аномалий, что указывает на присутствие водного флюида при плавлении в литосферной мантии. Причем в наиболее основных монцогаббро аномалия Ta и Nb находится на уровне более дифференцированных кварцевых сиенитов. Это свидетельствует об однородности источника магмагенерации и, главное, отражает присутствие надсубдукционной компоненты в процессе магмообразования.

С геохимической точки зрения сиениты специализированы на барий (kK = 5.5–6.6) и стронций (kK = 2.5–3.0). Среднее содержание в породах составляет 2360 и 1200 г/т соответственно. В гранитоидах андезитового ряда отношение Ba/Rb составляет 5.5, в описываемых породах равно 15.9, что сближает их с трахиандезитами Сьерра-Невады [Nockolds, Allen, 1953], имеющими ту же особенность. Интрузивные аналоги латитов в описываемом районе содержат надклярковые количества таких некогерентных для базальтовых магм элементов, как P, F и B, а также LILE (Cs, Rb, Ba, Sr) и HFSE (Zr, Nb, Th, U, Hf и легкие РЗЭ).

По своим петро- и геохимическим особенностям сиениты беспамятнинского комплекса соотносятся с трахибазальтами и трахиандезитами шошонитовой серии, что геохимически подтверждается на диаграммах Ce/Yb–Ta/Yb, Th/Yb–Ta/Yb, предложенных Пирсом [Pearce, 1981].

Для определения возраста Левобеспамятнинского массива U-Th-Pb изотопным локальным анализом, выполненным в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) из трех проб были отобраны цирконы с минимумом включений и трещин. Анализы и обработка изотопных аналитических данных выполнены на SIMS SHRIMP по стандартной методике [Larionov, 2004].

Исследуемые три пробы содержат зерна циркона идиоморфные и субидиоморфные, дипирамидально-призматические с ровными поверхностями граней. Невысокий коэффициент удлинения зерен характерен для пород повышенной щелочности. Цирконы содержат небольшое количество минеральных включений, иногда – полифазных. Катодолюминесцентные фотографии демонстрируют концентрическую зональность роста, зачастую в комбинации с секториальной. Явных унаследованных ядер и кайм нарастания или рекристаллизации не выявлено. Морфологические и структурные характеристики предполагают магматический генезис данных цирконов (при повышенных содержаниях щелочей) и отсутствие наложенных процессов.

В результате получено три датировки – 241 ± 3 млн лет для монцогаббро первой фазы, 236 ± 3 млн лет и 234 ± 3 млн лет для монцодиорита средней фазы и кварцевого сиенита поздней фазы соответственно.

Полученные значения возраста пород, их геологическое положение и петрогеохимические характеристики свидетельствуют о принадлежности малых кольцевых интрузий шошонит-латитовой серии и их связи с раннекиммерийской складчатостью Таймыра. Геохронологические данные хорошо согласуются с имеющимися в литературе датировками, полученными для сиенитов, ассоциирующих с траппами Западного Таймыра, варьирующими в интервале 241–249 млн лет (U-Pb метод по цирконам) и 232–245 млн лет ($^{40}Ar/^{39}Ar$ метод по биотиту и амфиболам) [Верниковский и др., 2001]. Новые данные позволяют утверждать о более широком периоде плюмового магматизма в триасе, проявления которого наблюдаются в северном обрамлении Сибирского кратона. На раннем этапе этого события, около 251 млн лет назад, образовывались вулканические породы траппов [Claoue´-Longet al., 1991], а на позднем, в интервале 249–234 млн лет – сиениты и ассоциирующие с ними габбро и граниты повышенной щелочности.

ЛИТЕРАТУРА

Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996, 202 с.

Верниковский В.А., Пиис В.Л., Верниковская А.Е., Романов А.П., Джи Д.Дж., Травин А.В. Раннетриасовые А-граниты Таймыра – результат Северо-Азиатского суперплюма. ДАН,2001, т. 380, № 1, с. 87-93.

Даминова А.М. Геологическое строение Центрального Таймыра. Изв. ВУЗов. Геол. и разв. № 3, 1958.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.

Проскурнин В.Ф., Рогозов Ю.Г., Хапилин А.Ф., Киреев С.Б. Два петрохимических ряда интрузий палеозойско-мезозойской магматической активизации севера Таймыра. Тезисы доклада к IV Восточно-Сибирскому региональному петрографическому совещанию. Иркутск, 1985, с. 172-179.

Соловьев С.Г. Металлогения шошонитового магматизма (в 2-х т.). М.: Научный мир, 2014. 528 с.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.

Fowler M.B., Henney P.J. Mixed Caledonian appinite magmas: implications for lamprophyre fractionation and high Ba-Sr granite genesis. Contrib. Mineral. Petrol., 1996. V. 126, pp. 199-215.

Claoue´-Long J.C., Zichao Z., Guogan M., Shaohua D. The age of the Permian–Triassic boundary. 1991. Earth Planet. Sci. Lett. V. 105, pp. 182-190.

Jiang Y.-H. et al. Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, northwestern China: implications for gtanitoid geneses. Lithos, 2002, v. 63, pp. 165-187.

Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite. In: GEE, D.G. & PEASE, V.L. (eds) 2004. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geological Society, London, Memoirs, v. 30, pp. 69-74.

Nockolds S.R., Allen R. The geochemistry of some igneous rock series. Geochim. and Cosmochim. Acta, 1953. V. 4, pp. 42-105.

Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In Andesites by Thorpe R.S. 1982, pp. 525-548.

Tarney J., Jones C.E. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. Journal of the Geological Society, London. 1994, v. 151, pp. 855-868.

SYENITES OF BESPAMYATNINSKY SUITE (NORTHERN TAIMYR PENINSULA): PETROGRAPHY AND GEOCHEMISTRY

Proskurnina M.A., Proskurnin V.F., Remizov D.N., Larionov A.N.

FSBI “A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute”, Saint-Petersburg, Russia,
Maria_Kurochkina@vsegei.ru

The first mentions about syenite intrusions of the Northern Taimyr were made by geologists in the 50s of the last century [Daminova, 1958]. Daminova A.M. suggested syenites were produced by “flood basalts magma” assimilated Earle-Middle Paleozoic “gypsum-carbonate” rocks. Later Proskurnin V.F. distinguished bespamyatninsky monzonite-granosyenite suite [Proskurnin, 1985] which consist of stock groups (in average 5 square km) on the Bespamyatnaya river mouth, on Podbaznaya and Mutny, on Kolomeytseva and Mamonta, on Perekatistystr. Every group includes 2 oval massifs.

Studied intrusions of bespamyatninsky suite are located on the Bespamyatnaya river mouth in the North Kara geoblock of the Taimyr folded belt. Syenite intrusions form 2 stocks from 2 to 15 km^2. Host rocks are presented by Late Proterozoic-Early Paleozoic flyschoid rocks and Late Paleozoic granitoids. Rock massifs are controlled by ring, semi-ring and radial and NW faults. There are three phases of intrusions – an early (gabbromonzonites, monzonites), a middle (monzodiorites, monzonites) and a late (quartz syenites, syenites) phases. Syenites intrusions of bespamyatninsky suite are associated with lamprophyre dykes.

The rocks are referred to the gabbro-monzonite-syenite formation [Kuznetsov, 1964] and a geochemical type of latitegranitoids [Tauson, 1977]. In a foreign literature this type of rocks is distinguished as new, a fifth type (SH – shoshonitic) of granites [Jiang et al., 2002; Soloviev, 2014]. “High Ba-Sr granites” is a term used for ring intrusions mid-alkaline rocks on Skye Island and adjacentareas in Scotland [Tarney, Jones, 1994; Fowler, Henney, 1996].

Studied rocks have fine- or medium-grained texture with porphyritic or monzonitic structure. Mineral association is hornblende (pargasite or ferropargasite), diopside, biotite (with 44 to 66 % of plogopiticminal) and leucocrate minerals – orthoclase № 39-92 with trace BaO to 2.5 % and plagioclase (oligoclase № 14-29 with trace FeO to 0.9 %). Basic rocks are silica undersaturated and content normative nepheline. The most acid rocks have modal quartz (to 10 %). Accessory minerals are presented by apatite, titanite, zircon and titanomagnetite.

Rocks of bespamyatninsky suite belong to mid-alkaline series with dominant K_2O (K_2O/Na_2O is 1.4 in average). SiO_2 content ranges from 53 to 67.6 %. Shand Index (A/CNK) is <1. TiO_2 content is low (0.34–1.27 %). On diagram K_2O–SiO_2 (by Gill, 1981) figurative points lie within field of shoshonite-latite series. Sum $K_2O + Na_2O$ varies from 7.22 to 9.82 %.

Syenites show high enrichment in REE especially in LREE. Rocks are strongly fractionated with LREE, patterns of HREE distribution are flat. $(La/Yb)_{CN}$ = 30–38, $(La/Sm)_{CN}$ = 4.2–6.2, $(Gd/Yb)_{CN}$ = 3.6–4.4, Eu/Eu* = 0.79–0.87. Europium anomaly is weakly negative. Patterns of REE distributions are similar to OIB.

Geochemically all rocks of bespamyatninsky suite behave identically. They exhibit intense Ti-Ta-Nb anomaly in rocks of all phases. This is an evidence of homogenous magma source and is a reflection of subduction component in rock formation. Average contents of Ba and Sr is very high – 2360 and 1200 ppm respectively. In andesites ratio Ba/Rb is 5.5 but in studied rocks is 15.9, similar to trachyandesites of Sierra-Nevada [Nockolds, Allen, 1953]. Syenites are enriched in P, B, F, LILE (Cs, Rb, Ba, Sr) and HFSE (Zr, Nb, Th, U, Hf, LREE).

Petro- and geochemical characteristics reveal similarity of syenites with trachybasalts and trachyandesites of shoshonite-latite series. It is geochemically confirmed on diagrams Ce/Yb–Ta/Yb, Th/Yb–Ta/Yb by Pearce [Pearce, 1981].

For dating rocks bespamyatninsky suite, in VSEGEI (St. Petersburg) Isotopic Research Centre zircons without inclusions and cracks were selected. Analyses and isotopic data interpretation were made using SIMS SHRIMP using standard methodology [Larionov, 2004].

Researched 3 samples content idiomorphic and subidiomorphic zircon grains, with dipyramidal-prismatic habitus. Aspect ratio is low. Inclusions are rare, some are polyphase. CL images demonstrate concentric growth zones, sometimes in combination with sectorial. Inherited cores and rims are not found. Morphologically and structurally zircons have magmatic origin.

As a result of dating we have 3 ages – 241 ± 3 Mafor early phase monzogabbro, 236 ± 3 Ma for middle phase monzodiorites and 234 ± 3 Ma for late phase quartz syenites.

Lesser ring intrusions of Taimyr Peninsula with Middle-Late Triassic ages, with their geological setting and petrogeochemical characteristics correspond to shoshonite-latite series and associate with Early Cimmerian orogeny. Given ages do agree with Early-Late Triassic U-Pb and $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of syenites of the Western Taimyr [Vernikovsky et al., 2001]. New data let suggest a longer period of plume magmatism in Triassic in the Northern parts of Siberian craton. On the early stages of this event, about 251 Ma ago, flood basalts were formed [Claoue´-Long et al., 1991]. On thelate stage (249–234 Ma ago) syenites and associated gabbro and mid-alkaline granites were erupted.

REFERENCES

Daminova A.M. Geological structure of the Central Taimyr. Izv. VUZov. Geologiya I razvedka. 1958, № 3.

Fowler M.B., Henney P.J. Mixed Caledonian appinite magmas: implications for lamprophyre fractionation and high Ba-Sr granite genesis. Contrib. Mineral. Petrol., 1996. V. 126, pp. 199-215.

Claoue´-Long J.C., Zichao Z., Guogan M., Shaohua D. The age of the Permian–Triassic boundary. 1991. Earth Planet. Sci. Lett. V. 105, pp. 182-190.

Jiang Y.-H. et al. Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, northwestern China: implications for gtanitoid geneses. Lithos, 2002, v. 63, pp.165-187.

KuznetsovYu.A. Main types of magmatic formations. Moscow: Nedra. 1964. 387 p. (In Russian)

Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite. In: GEE, D.G. & PEASE, V.L. (eds) 2004. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geological Society, London, Memoirs, v. 30, pp. 69-74.

Nockolds S.R., Allen R. The geochemistry of some igneous rock series. Geochim. and Cosmochim. Acta, 1953. V. 4, pp. 42-105.

Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In Andesites by Thorpe R.S. 1982, pp. 525-548.

Proskurnin V.F., RogozovYu.G., Khapilin A.F., Kireev S.B. Two petrochemical series of Paleozoic-Mezozoic magmatic activization intrusions on the Northern Taimyr Peninsula. Thesis for the IV Eastern Siberian regional petrographic session. Irkutsk, 1985. P. 172-179. (In Russian)

Soloviev S.G. Metallogeny of shoshonitic magmatism (in 2 vol.). Moscow, Nauchny Mir, 2014. 528 p. (In Russian)

Tarney J., Jones C.E. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. Journal of the Geological Society, London.1994, v. 151, pp. 855-868.

Tauson L.V. Geochemical types and potential ore content of granitoids. Moscow: Nauka, 1977. 280 p. (In Russian)

Vernikovsky V.A., Pease V.L., Vernikovskaya A.E., Romanov A.P., Gee D.G., Travin A.V. Early Triassic A-type granites of Taimyr Peninsula – result of the Northern Asian Superplume. Doklady, 2001, v. 380, № 1, pp. 87-93.

Vernikovsky V.A. Geodynamic evolution of Taimyr folded area. Novosibirsk. Siberian Branch RAS, SPCUIGGM. 1996, 202 p.

ПЛЮМ–ЗАВИСИМЫЙ ГРАНИТ–РИОЛИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ (ТЕКТОНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРОБЛЕМЫ)

Пучков В.Н.

Институт Геологии Уфимского Научного Центра РАН, Уфа, Россия, puchkv@ufaras.ru

Магматизм, связанный с плюмами, достаточно хорошо изучен. Подавляющая по объему часть его проявлений представлена вулканитами основного состава (траппы и рои долеритовых даек, рассматриваемые в качестве их подводящих каналов). Однако спектр магматических проявлений, связанных с плюмами, чрезвычайно широк. С ними связывают образование кимберлитов, карбонатитов, пикритов, щелочных базальтоидов и расслоенных интрузий основного состава. Заметную роль играют и кислые магматические породы – граниты и риолиты, причем в зависимости от глубины эрозионного среза на поверхности могут появляться только граниты или только кислые эффузивы [Ernst, 2014].

Плюмы представляют собой часть системы глобальной термохимической конвекции: восходящие субвертикальные ветви мантийных конвекционных течений, которые имеют глубинное заложение и по этой причине проявляются на поверхности Земли как внутриплитные зоны активности, не зависящие напрямую от линейных межплитных структур – зон субдукции и СОХ, хотя могут с ними взаимодействовать и сами вызывать образование линейных структур – рифтов активного типа [Пучков, 2016].

Целесообразно различать два типа проявлений плюмовой активности. Первый – это Крупные Магматические Провинции (КМП, или LIPs), с объемом вулканических продуктов от 1 до десятка или более миллионов км^3 и площадью от 1 до 10 млн км^2 [Ernst, 2014]. Они характеризуются короткими импульсами активности, обычно от 0.5 до нескольких млн лет. В случае повторных импульсов их общая активность может длиться до 20 млн лет, редко больше. Происхождение КМП обычно связывают с действием суперплюмов, – гигантских апвеллингов, рожденных на границе жидкого внешнего ядра и мантии в пределах двух огромных областей низкоскоростного прохождения поперечных сейсмических волн, расположенных биполярно. Эти области фигурируют под наименованием суперсвеллов. Суперсвеллы являются также областями рождения значительно более мелких по масштабам единичных плюмов, которые, в отличие от суперплюмов, проявляют значительно более постоянную вулканическую активность (в некоторых случаях до 80 млн лет). Они в меньшей мере подвержены флуктуациям и занимают относительно постоянное место, и поэтому, взаимодействуя с движущимися литосферными плитами, являются причиной образования вулканических цепей (иногда прерывистых или с раздувами), которые характеризуются линейным последовательным удревнением возраста (time-progressive volcanic chains, TPVCs). Такие вулканы были названы первоначально «горячими точками»; это название употребляется и поныне, но оно не является заменой термина «плюм». Горячие поля (КМП) и горячие точки – лишь симптомы процесса, тогда как суперплюмы и единичные плюмы равнозначны диагнозу.

Роль плюмов в генерации гранитного и риолитового магматизма в значительной мере определяется тем, насколько мощными были импульсы их активности, и на кору какого типа они воздействовали. Для континентальных КМП (Коламбиа Ривер, Афро-Аравийская, Карру, Калкаринджи, Кьюиноу, Урало-Сибирская и др.) наиболее характерен трапповый магматизм, но как правило в их разрезе в подчиненном количестве встречаются риолиты и кислая пирокластика. При этом магматизм в целом носит контрастный характер. Кроме того, датирование интрузивных пород на периферии КМП в ряде случаев показывает принадлежность к траповым провинциям также и гранитов, преимущественно А-типа [напр., Vernikovsky et al., 2003]. Анализ продуктов кислого вулканизма, как правило, указывает на значительную роль контаминации, связанной с ассимиляцией пород безводного нижнего слоя континентальной коры (гранулитов, амфиболитов) как реакцией на мощное термальное воздействие высокотемпературной магмы основного состава при андерплейтинге. Впрочем, альтернативные механизмы образования кислой магмы не исключаются [Ernst, 2014 и ссылки в этой монографии].

В особый тип КМП, параллельных существенно базитовым КМП sensu stricto, выделяются магматические ареалы, в которых кислые породы с SiO_2 > 65 мас. % существенно преобладают. Такие провинции получили название Silicic LIPS, или SLIPS [Bryan, Ernst, 2008; Bryan, Ferrari, 2013; Ernst, 2014]. Предлагаемый нами русский вариант термина – Силикатные КМП, или СКМП. Можно было бы даже терминологически противопоставить мафические КМП, описанные выше, и силикатные: MLIPS и SLIPS. В качестве примеров СКМП приводятся Уитсандэй (В. Австралия–Океания), Кеннеди–Коннорс–Ауберн (СВ Австралия), Гоулер (ЮВ Австралия), Сьерра Мадре Оксиденталь (Мексика), Чон Айке (Ю. Америка–Антарктида), Малани (Индия–Сейшелы–Мадагаскар), Гуйбей и Ксионгьер (Китай). К этому же типу, возможно, следует отнести ги-

гантские позднепалеозойско-раннемезозойские гранитные батолиты Центрально-Азиатского орогенического пояса (Ангаро-Витимский, или Баргузинский, Хангайский, Хентейский) [Yarmolyuk et al., 2014]. Признаками СКМП считаются [Ernst, 2014]: 1. Большие занимаемые площади и объемы экструзивного магматизма − равные, или всего лишь в несколько раз меньшие, чем в случае МКМП; 2. По объему дацит-риолитовые вулканиты и граниты составляют граниты имеют характер переходных от известково-щелочных I-типа к гранитам А-типа; в более редких случаях могут присутствовать S-граниты. 3. Преобладающая литология вулканитов – риолитовые игнимбриты. 4. Продолжительность магматической активности – до 40 млн лет при продолжительности отдельных импульсов – 3–10 млн лет. 5. Образуются только на континентальной коре, нередко расположены на палео- и современных континентальных границах, и являются результатам анатексиса водной легкоплавкой нижней коры под влиянием высоких температур, вызванных не-субдукционными и неорогеническими условиями (вероятнее всего, андерплейтинг как следствие действия плюма).

На океанической коре суперплюмы образуют обширные вулканические плато; в отличие от континентальных провинций, их возраст − не древнее мезозоя, вследствие того, что более древняя океаническая кора субдуцирована и может быть идентифицирована только в качестве офиолитов в складчатых поясах. Наиболее крупные океанические плато в Тихом океане – Онтонг Джава, Хикуранги, Манихики, поднятия Шатского и Хесса. Как правило, гранит-риолитовые вкрапления для их разрезов нехарактерны. Иной характер имеют вулканические плато, образованные в океанах атлантического типа: Североатлантическая магматическая Провинция, Сьерра Леоне, Рио Гранде, поднятие Мод, плато Кергелен и др. могут включать как эпиокеанические, так и эпиконтинентальные части (вулканические пассивные континентальные окраины); первоначальной стадией их развития является эпиконтинентальный рифтогенез, который обычно в той или иной мере сопровождается формированием кислых пород – как в вышеописанных МКМП (КМП sensu stricto). Однако по мере развития процесса, рифтовый магматизм сменяется чисто мантийным базитовым, и рифтовые комплексы обычно оказываются глубоко погребены. Тем не менее, кислые магматические породы местами обнажаются на поверхности – напр., граниты о. Скай в Шотландии, граниты и риолиты плато Кергелен и др. [Jolley, Bell, 2002; Арискин, 2017].

Что касается единичных плюмов, образующих вулканические цепочки с возрастной прогрессией, то их способность производить гранит−риолитовые магматические комплексы также сильно зависит от присутствия континентальной коры или её реликтов. Эпиокеанические вулканы с гранит-риолитовой составляющей редки; в качестве примера можно привести о. Вознесения в Южной Атлантике, но это очень молодой вулкан, не связанный ни с какой вулканической цепочкой. Особое место среди единичных плюмов занимает Исландский. Здесь участие кислых вулканитов оценивается в величину до 7 % [Арискин, 2017] Присутствуют и граниты. Вулканическое сооружение, образованное Исландским плюмом в кооперации с САХ, отличается необычно крупными размерами при мощности коры до 40 км, что могло быть благоприятным условием для анатексиса, хотя возможное участие кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы обычно не оспаривается.

Регулярные магматические цепочки на континентальной коре довольно редки. Некоторые из цепочек вулканов не отличаются четкой возрастной последовательностью, что может быть связано со сложным динамическим взаимодействием плюма с толстой литосферой (его застревание, срезание и др.). Тем не менее, есть несколько примеров эпиконтинентальных магматических цепочек с гранитами и/или риолитами и с возрастной прогрессией. Это, в частности, хорошо известные риолитовые кальдеры Иеллоустонского плюма [Smith et al., 2009] с нарастающим к западу возрастом от <1 до 16.4 млн лет. Можно назвать также анорогенные кольцевые комплексы щелочных гранитов, граносиенитов и вулканитов Нигерии с возрастом от 141 млн лет на юге до 213 млн лет на севере. Вулканиты, сохранившиеся в кальдерах, демонстрируют эволюцию расплавов от оливиновых базальтов через гавайиты, муджиериты к трахитам и риолитовым игнимбритам [Bowden, Kinnard, 1984; Kinnard et al., 2016]. Еще один пример связан с бимодальной СКМП Гоулер в Ю-В Австралии, от которой через весь континент прослеживается цепочка гранитных массивов [Ernst, 2014]. Возраст магматизма закономерно меняется с юга на север от 1595 до 1500 млн лет.

Подытоживая, следует отметить, что среди продуктов плюм-зависимого внутриплитного магматизма гранит-риолитовый занимает заметное место; плюмы выступают при этом в качестве самостоятельного геодинамического фактора гранит-риолитового магматизма наряду с орогенией, субдукцией и спредингом океанической коры. При этом объем гранит-риолитового магматизма зависит от типа корового субстрата – океанического или континентального (во втором случае он намного значительнее). Это одно уже наводит на мысль о важной роли плавления коры при его возникновении, что подтверждается и многочисленными аналитическими данными. При этом возможность участия других, альтернативных механизмов в принципе не отрицается.

Работа поддержана Российским Научным Фондом, проект № 16-17-10192.

ЛИТЕРАТУРА

Арискин А.А. Курс: Магматические формации геодинамических обстановок. Лекции 15, 16а, 16б. ЮТьюб, 2017.

Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. М.: Научный мир, 2000.176 с.

Пучков В.Н. Взаимосвязь плитотектонических и плюмовых процессов // Геотектоника, 4, 2016, № 4, с. 88-104.

Bowden P., Kinnaird J.A. The petrology and geochemistryof alkaline granites from Nigeria // Phys. of the Earth and Planet. Interiors, 1984, 35, 199-211.

Bryan S., Ferrari L. Large igneous provinces and silicic large igneous provinces: Progress in our understanding over the last 25 years. Geol. Soc. Amer. Bull., 2013, 125, 1053-1058.

Ernst R. Large Igneous Provinces. Camdridge University Press, London. 2014. 653 p.

Jolley D.W., Bell B.R. (eds.) The North Atlantic Igneous Province: Stratigraphy, Tectonic, Volcanic and Magmatic Processes. Geological Society, London, Special Publications, 2002, 197, 1-13.

Kinnaird J.A. et al. Tin in Africa // Episodes, 2016, 39(2), 361-380.

Vernikovsky V.A., Pease V.I., Vernikovskaya A.E. et al. First report of Early Triassic A-type granite and syenite intrusions from Taymyr: product of the northern Eurasian superplume. Lithos, 2003, 66. 23-36.

Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E. Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt // Journal of Asian Earth Sciences. 01/2014; 93:158-179.

Smith R.B., Jordan M., Steinberger B. et al. Geodynamics of the Yellowstone hotspot and mantle plume: seismic and GPS imaging, kinematics, and mantle flow // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2009. Vol. 188. P. 26-56.

THE PLUME−DEPENDENT GRANITE−RHYOLITE MAGMATISM (TECTONIC ASPECTS OF THE PROBLEM)

Puchkov V.N.

Institute of Geology, Ufimian Scientific Centre of RAS, Ufa, Russia, puchkv@ufaras.ru

Magmatism, connected with plumes/hot spots, is studied well enough. The most part of its manifestations is represented by basalt volcanic eruptions. In the continents they are known as flood basalts and dolerite dike swarms represent their plumbing systems. The whole scope of plume magmatism is very wide, since it includes kimberlites, carbonatites, picrites, alkaline basalts and layered basic intrusions. A noticeable role is played also by acid (silicic) magmatic rocks – granites and rhyolites, and depending on the depth of erosion, in the surface may appear only granites or only acid volcanics [Ernst, 2014].

Plumes are thought to be a part of the global thermo-chemical convection system, ascending sub-vertical branches of mantle convection flows have a deep origin. For this reason they appear at the Erath's surface as intraplate zones of activity, independent from linear interplate structures, though they interact with them and can form linear structures themselves –rifts of active type [Puchkov, 2016].

It is reasonable to recognize two types of plume activity. To the first type belong LIPs –Large Igneous Provinces with volumes of volcanic products from 1 to 10 and more Mkm^3 and areas from 1 to several M km^2 [Ernst, 2014]. They are characterized by short pulses of activity, usually from 0.5 to several Ma. In the case of repeated pulses their total activity can be 20 Ma or seldom more. The origin of LIPs is associated by many researchers with an activity of superplumes − giant mantle upwellings born at the C/M boundary within two LLSVPs (large low velocity of S−waves areas), taking a bi-polar position. These areas are often called superswells. These superswells are also areas of emergence of lesser in scale single plumes (their second type), acting then independently. Unlike the superplumes, they may display much more long and constant volcanic activity (in some cases up to 80–100 Ma). Their fluctuations are less expressed and by that reason, interacting with moving lithospheric plates, they form volcanic chains (in some cases not quite continuous and making clusters), which in general are characterized by a linear successive age changes (time-progressive volcanic chains, TPVCs) [Puchkov , 2009, 2016 and references therein]. Such volcanic centres were primarily called "hot spots"; this term is in use until now, but it cannot substitute the term "plume". Hot fields (LIPs) and hot spots are symptoms, while superplumes and single plumes –diagnoses.

The role of plumes in generation of granite and rhyolite magmatism depends in a great extent on the power of their pulses and what type of earth's crust is affected. For continental LIPs (e.g. Columbia River, Afro−Arabian, Karoo−Ferrar, Kalkarindji, Keweenawan, Ural−Siberian), the most typical is flood basalt magmatism, but as a rule, in their sections subordinate rhyolites and acid pyroclastics are present. In general, the magmatism has a contrast character. At that, the age determinations of granites (usually A-type) in the LIPs areas in some cases indicate at their close

relationships [e.g. Vernikovsky et al., 2003]. The analysis of products of silicic volcanism indicates, as a rule, at a considerable role of a contamination, connected with the assimilation of anhydrous rocks of the lower layer of the earth's crust (granulites, some amphibolites) as a reaction to an influence of the high−temperature basitic magma in the process of an underplating. At that, the alternative mechanisms of formation of acid magmas are not excluded [Ernst, 2014 and references in this monograph].

A special type of LIPs existing parallel with the substantially basitic LIPs sensu stricto, is called Silicic LIPS, or SLIPS [Bryan and Ernst, 2008; Bryan and Ferrari, 2013; Ernst, 2014], where the acid rocks containing SiO_2 > 65 wt % are predominant. In principle it would be possible to oppose these two terms as silicic LIPs or SLIPs and mafic LIPs, or MLIPS. The following examples of SLIPs can be mentioned: Whitsunday (Australia−Oceania), Kennedy−Connors−Aubern (NE Australia), Gawler (SE Australia), Sierra Madre Occidental (Mexico), Chon Aike (S. America−Antarctica), Malani (India−Seychelles−Madagaskar), Guibei and Xiong'er China). Probably to the same type can be attributed giant Late Paleozoic-Early Mesozoic granite batholiths of the Central Asian orogenic belt (Angara-Vitim or Barguzin, Hangay, Khentey) [Yarmolyuk et al., 2014]. The attributes of the SLIPs are thought to be as follows [Ernst, 2014]: 1. Large areas of development and volumes of extrusive magmatism – equal, or at least only several times lesser than with MLIPs. 2. The dacite-rhyolite volcanites and granites compose >80 % of the total volume; the granites have a transitional character between the calc-alkaline I-type and A-type; in more rare cases there may be S-granites. 3. The predominant lithology of volcanites are rhyolite ignimbrites. 4. The duration of magmatic activity – up to 40 Ma while the separate impulses are 3–10 Ma. 5. They are formed only on the continental crust, and as often as not, are situated on paleo- and modern continental boundaries and are the result of anatexis of hydrous easy-melting lower crust under the influence of high temperatures from not subductional, neither orogenic conditions (probably underplating as a consequence of plume activity).

Superplumes form large volcanic plateaus on the oceanic crust; opposite to the continental provinces, their age is not older than Mesozoic, because the older oceanic crust is subducted, and may be identified only as ophiolites in fold belts. The largest oceanic plateaus in the Pacific ocean – Ontong Java, Hikurangi, Manihiki, Shatskiy and Hess uplifts. Granite-rhyolite inclusions are not characteristic for their sections. A different character have volcanic plateaus, formed in the oceans of the Atlantic type. The North Atlantic Igneous Province (NAIP), Sierra Leone, Rio Grande, Maud uplift, Kerguelen plateau and others may include epioceanic as well marginal epicontinental parts (volcanic passive continental margins or their drifted-off fragments); the early stage of their development is epicontinental riftogenesis which is usually accompanied by formation of some silicic rocks – like with the above-described MLIPs (LIPs sensu stricto). But along with the development of the process, the silica-enriched rift magmatism is substituted by a purely basaltic one, and therefore rift complexes become deeply buried. Nevertheless silicic magmatic rocks eventually become exposed – e.g. granites of Skye Island in Scotland or subordinate granites and rhyolites of Kerguelen plateau [Jolley and Bell, 2002; Ariskin, 2017].

As for the single plumes, forming TPVCs, their ability to produce granite-rhyolite complexes is also strongly dependent on a presence of continental crust or its relics. Epioceanic volcanoes with a granite-rhyolite component are rare; as an example can be mentioned Ascension Island in the Southern Atlantic, but it is very young volcanic edifice which did not produce any chain. A special place among single epioceanic plumes takes Iceland. Here the presence of acid volcanics is estimated as 7 % [Ariskin, 2017]. Granites are also present. The volcanic edifice, formed by Icelandic plume, has unusually large dimensions, with a thickness of the crust up to 40 km; it is thought to be a favourable condition for anatexis, though the probable participation of a crystallisation differentiation is not contested.

The time-progressive magmatic chains on continents are not very common, and some of them demonstrate an irregular age pattern. This can be explained by a complicated dynamic interaction between a plume and a thick lithosphere. Nevertheless, several examples of regular time-progressive chains with granites and/or rhyolites can be presented. These are, in particular, well-known rhyolite calderas of the Yellowstone plume [Smith et al., 2009] with age progression growing to the West from <1 to 16.4 Ma. One may also mention anorogenic ring complexes of alkaline granites, granosyenites and rhyolites of Nigeria with the age between 141 Ma in the South to 213 Ma in the North. Volcanics, partially preserved in calderas, demonstrate evolution of melts from olivine basalts through hawaiites, mugierites to trachytes and rhyolite ignimbrites [Bowden and Kinnard, 1984; Kinnard et al., 2016]. One more example is connected with the bi-modal SLIP Gawler in the S.-E. Australia, from which a chain of granites and volcanics is traced through the whole continent. The age of magmatism is changing regularly from 1595 Ma in the South to 1500 Ma in the North [Ernst, 2014].

Concluding, it is necessary to note that among products of the plume-dependent intraplate magmatism, the granites and rhyolites take a conspicuous place; plume tectonics comes forward here as an independent geodynamic factor of granite-rhyolite magmatism along with orogeny, subduction and spreading of oceanic crust. At that, the volume of silicic magmatism strongly depends on the type of crustal substrate – oceanic or continental (in the second case it is

much more abundant). This fact alone can lead to a thought of an important role of crustal melting, and it is supported by a lot of analytical data, but the participation of alternative mechanisms are not denied.

The work was supported by the Russian Scientific Foundation, Project #16-17-10192.

REFERENCES

Ariskin A.A. The Course of lectures: Magmatic formations of geodynamic settings. Lections 15, 16a, 16б. YouTube, 2017.

Mazarovich A.O. Geological structure of the Central Atlantic: Fracture zones, volcanic edifices and deformations of the Ocean floor. M.: Scientific World, 2000. 176 p.

Пучков В.Н. Взаимосвязь плитотектонических и плюмовых процессов // Геотектоника, 4, 2016, № 4, с. 88-104.

Bowden P., Kinnaird J.A. The petrology and geochemistry of alkaline granites from Nigeria // Phys. of the Earth and Planet. Interiors, 1984, 35, 199-211.

Bryan S., Ferrari L. Large igneous provinces and silicic large igneous provinces: Progress in our understanding over the last 25 years. Geol. Soc. Amer. Bull., 2013, 125, 1053-1058.

Ernst R. Large Igneous Provinces. Camdridge University Press, London. 2014. 653 p.

Jolley D.W., Bell B.R. (eds.) The North Atlantic Igneous Province: Stratigraphy, Tectonic, Volcanic and Magmatic Processes. Geological Society, London, Special Publications, 2002, 197, 1-13.

Puchkov V.N. The Controversy over Plumes: Who Is Actually Right? Geotectonics, 2009, Vol. 43, No. 1, pp. 1-17.

Puchkov V.N. Relationship between Plume and Plate Tectonics. Geotectonics, 2016, Vol. 50, No. 4, pp. 425-438.

Kinnaird J.A. et al. Tin in Africa // Episodes, 2016, 39(2), 361-380.

Vernikovsky V.A., Pease V.I., Vernikovskaya A.E. et al. First report of Early Triassic A-type granite and syenite intrusions from Taymyr: product of the northern Eurasian superplume. Lithos, 2003, 66. 23-36.

Yarmolyuk, V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E. Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt // Journal of Asian Earth Sciences. 01/2014; 93:158-179.

Smith R.B., Jordan M., Steinberger B. et al. Geodynamics of the Yellowstone hotspot and mantle plume: seismic and GPS imaging, kinematics,and mantle flow // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2009. Vol. 188. P. 26-56.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ ИНГУРСКОГО МАССИВА, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Рампилов М.О., Рипп Г.С., Избродин И.А.

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

Изучение щелочных гранитоидов имеет большое теоретическое и практическое значение. С одной стороны такие породы играют важную роль при геодинамических реконструкциях, а также выяснения источника, способа выплавления и эволюции исходного расплава. С другой стороны – с щелочными гранитоидами связаны промышленные запасы редких элементов.

Территория Западного Забайкалья входит в состав одной из крупнейших в мире Монголо-Забайкальской щелочногранитоидной провинции, включающая более 350 отдельных массивов [Занвилевич и др., 1985].

Ингурский массив щелочных гранитов и, связанное с ним Ta-Nb проявление, расположены на левобережье р. Витим на водоразделе с р. Большой Амалат. С севера массив ограничен разломом, по которому контактирует с гранитоидами баргузинского комплекса, на юге перекрыт неогеновыми базальтами. Массив сложен биотитовыми и, арфведсонитовыми гранитами, тяготеющими к периферии биотитовых в северной и восточной частях. Переход от биотитовых к арфведсонитовым гранитам постепенный. Анализ Ar-Ar системы амфибола показал возраст 266 млн лет [Лыхин, 2015].

Биотитовые граниты представляют собой неравномернозернистые породы, в которых наряду с участками крупнозернистого сложения встречаются среднезернистые выделения. Сложены они калишпатом с пертитами альбита (60–80 %), кварцем (20–30 %), биотитом (до 1–5 %), флюоритом. Среди акцессорных встречены циркон, титанит, магнетит, рутил, ксенотим, бастнезит.

Арфведсонитовые граниты представлены крупно- и равномернозернистыми разностями с массивной текстурой. Сложены калишпатом с пертитами альбита (65–70 %), кварцем (25–30 %), арфведсонитом(5–7 %) и биотитом (2–3 %). Акцессорные представлены цирконом, рутилом, магнетитом, ильменитом, монацитом, флюоритом; как правило, они ассоциируют с темноцветными минералами.

Химический состав биотитовых и арфведсонитовых гранитов Ингурского массива в целом одинаков. Содержание кремнезема в среднем 75.5 мас. % при средней сумме щелочей 8.5 мас. %, причем щелочность увеличивается с уменьшением кремнекислотности. Следует отметить, что калий преобладает над натрием. Индекс железистости (Fe*) изменяется в узком диапазоне (от 0.90 до 0.97). Для этих пород характерно высокое содержание тяжелых РЗЭ, что определяет низкую величину La/Yb_n (2–7) и, глубокая отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu* ≈ 0.17). Результаты Sm-Nd изотопных исследований в гранитах Ингурского массива говорят об участии мантийного вещества в образовании пород ($\varepsilon_{Nd}(T) = –1.68…–1.55$).

По своим геохимическим характеристикам они подобны гранитам А-типа и схожи с щелочными гранитоидами раннекуналейского комплекса, возраст которых оценен в пределах 280–273 млн лет (Цыганков и др., 2010).

Редкометальная минерализация гранитов Ингурского массива представлена в основном цирконом, бастнезитом, монацитом, ксенотимом. Как правило, они ассоциируют с биотитом и арфведсонитом и, образуют мелкие (не более 0.1 мм) одиночные зерна. Бастнезит относится к цериевой разновидности с повышенным содержанием неодима (до 19 мас. % Nd_2O_3 при ~30 мас. % Ce_2O_3). Монацит характеризуется присутствием тория (до 13 мас. % ThO_2) и, как и бастнезит, повышенным содержанием неодима (до 20 мас. % Nd_2O_3). Особенностью рутила и ильменита является постоянное присутствие ниобия (до 3 мас. % Nb_2O_5), встречаются они в ассоциации с магнетитом, который характеризуется повышенной титанистостью (вплоть до титаномагнетита). Циркон в гранитах образует зерна и призматические кристаллы размером до 0,2 мм по длинной оси. В нем присутствуют редкие включения торита. Характерной особенностью минерала является присутствие ниобия (до 3 мас. % Nb_2O_5).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (15-45-04089).

ЛИТЕРАТУРА

Булнаев К.Б., Карманов Н.С. Редкометальное оруденение в шлировых пегматитах Ингурского массива щелочных гранитов (Западное Забайкалье) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2005. № 2. С. 24-28.

Горжевская С.А., Сидоренко Г.А., Гинзбург А.И. Титано-тантало-ниобаты (свойства, особенности состава и условия образования). М.: Недра. 1974. 344 с.

Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.Н. Монголо-Забайкальская щелочно-гранитоидная провинция. М.: Наука, 1985. 232 с.

Лыхин Д.А. Результаты Ar-Ar геохронологических исследований Ингурского массива, Забайкалье. Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Санкт-Петербург: ИГГД РАН. 2015. С. 169-171.

Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1249-1276.

ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА МАГНИТОГОРСКО-БОГДАНОВСКОЙ ПУЛЛ-АПАРТ СТРУКТУРЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ) В КАРБОНЕ

Рахимов И.Р.,**, Салихов Д.Н.**

*Институт Геологии Уфимского Научного Центра РАН, Уфа, Россия, magm@ufaras.ru
**Башкирский государственный университет, Уфа, Россия, rigel92@mail.ru

Магнитогорско-Богдановскаяпулл-апарт структура (МБПАС) находится в центральной части Южного Урала и является главной структурной единицей Магнитогорской палеоостроводужной мегазоны [Ферштатер, 2013; Салихов и др., 2014]. Возникновение этой структуры связывается с процессом косой коллизии Казахстанского иВосточно-Европейского континентов (пассивный рифтогенез) [Бочкарев, Язева, 2000]. Она имеет сложное строение, включая несколько сдвиго-раздвигов(локальных транстенсивных структур) северо-восточного простирания [Салихов и др., 2014]. Общая протяженность МБПАС в субмеридиональном направлении составляет 220 км, ширина – до 44 км. Вся структура заполнена вулканогенно-обломочными отложениями турнейско-визейского возраста (березовская, греховская свиты) [Салихов, Яркова, 1992].

По всей длине центральная часть грабена пронизана поясом интрузивов Магнитогорской габбро-гранитной серии [Ферштатер, 2013; Салихов и др., 2014]. Особое место в этой серии отводится массивам гранитоидного состава, геологические и петрологические особенности которых свидетельствуют об их дискретном формировании в течение раннего и среднего карбона [Салихов и др., 2014]. Последовательность формирования этих гранитных тел отражает постсубдукционную эволюцию земной коры [Салихов и др., 2016].

На основе изучения геологической позиции, петрографического, минерального и геохимического состава гранитных тел в пределах МБПАС в каменноугольном периоде нами выделяется 3 главных этапа гранитообразования.

1. **C_1v_1**. Этап формирования натровых нормально-щелочных гранитоидов «надсубдукционного» типа. Он получил распространение лишь в пределах Магнитогорско-Куйбасовской антиклинали на севере Магнитогорско-Богдановской структуры и включает в себя несколько небольших штоков и даек тоналит-плагиогранитов. Визейский возраст формирования этой группы гранитоидов устанавливается по структурно-геологическим данным: они пересекают интрузии габброидов куйбасовского комплекса (около 340 млн лет) и сами секутся гранитными телами, датированными различными методами в пределах 333–330 млн лет (гранитоиды «мосовского типа») [Правикова, 2009; Салихов и др., 2014]. Петрохимические особенности пород включают умеренную обогащенность TiO_2 (в среднем 0.4 мас. %), Al_2O_3 (13–15 %), MgO (0.5–1 %).Они принадлежат строго к натровому щелочному ряду (Na_2O/K_2O = 11.5), характеризуясь низкими концентрациями крупноионных литофильных элементов (КИЛЭ) – Rb (г/т), Cs (г/т) и Ba (г/т), а также высокозарядных элементов (ВЗЭ) – Nb (г/т), Y (г/т). Генезис данной ассоциации гранитоидов связывается с частичным плавлением амфиболовыхметабазитов нижней и средней части коры Магнитогорской зоны, имеющих надсубдукционное происхождение. На дискриминационных диаграммах точки составов пород обычно ложатся в поля островодужных гранитов.

2. **C_1v_2–s_1.** Этап формирования нормально-щелочных и умереннощелочных натровых и калий-натровых гранитоидов переходного «надсубдукционно-внутриплитного» типа. Он объединяет массивы: Магнитогорский, Алексеевский, Мосовский, Куйбасовский, Разборненский, Борковский и др. Массивы занимают северную и среднюю часть МБПАС, располагаясь в виде меридионального пояса протяженностью около 100 км. Они контролируются субмеридиональными и диагональными взбросо-сдвиговыми разрывными нарушениями. Возраст некоторых тел был определен изотопными методами (Rb-Sr, Sm-Nd) в интервале 336–329 млн лет [Правикова, 2009]. Эти интрузивы обладают однородным или дифференцированным внутренним строением и сложены гранодиоритами, биотит-роговообманковыми и лейкократовыми гранитами: калиевый полевой шпат (20–60 %), плагиоклаз (10–40 %), кварц (30–50 %), роговая обманка (0–10 %), биотит (0–7 %), сфен (0–6 %). Петрохимические особенности пород разных массивов несколько различаются. Так, к примеру, гранитоиды Алексеевского, Куйбасовского, Мосовского массивов характеризуются высокой глиноземистостью (Al_2O_3 14–15 мас. %) и магнезиальностью (MgO 1–2 %), преобладающий тип щелочности – натровый (Na_2O/K_2O = 2–1). Гранитоиды Разборненского и Борковского массивов отличаются низкой глиноземистостью (Al_2O_3 12–14 %) и магнезиальностью (MgO 0.2–0.5 %), тип щелочности – калий-натровый (Na_2O/K_2O = = 2–0.8). Относительно гранитоидов 1 этапа эти породы содержат повышенное количество некоторых КИЛЭ (Rb, Cs, Ba) и ВЗЭ (Y, Zr, РЗЭ). Генезис данной ассоциации гранитоидов связывается с частичным плавлением девонско-каменноугольных метабазитовых образований, в том числе и базальтоидов раннего карбона. На

различных дискриминационных диаграммах точки составов пород ложатся в поля и внутриплитных, и надсубдукционных гранитов.

3. **C_1s_2.** Этап формирования умереннощелочных и щелочных калий-натровых гранитоидов «внутриплитного» типа. В данный этап сформировались биотит-рибекитовые и эгирин-рибекитовые граниты, гранодиориты и граносиенитыЧекинской группы массивов [Фурина, 2010]. Интрузивы расположены ближе к южной части МБПАС, контролируясь локальными сдвиго-взбросами. В работе [Фурина, 2010] «Чекинским» породам присвоен триасовый возраст (237–244 млн лет) на основе Rb-Sr и Sm-Nd изохрон. С данной датировкой мы не согласны по ряду геолого-петрологических причин. Серпуховский возраст этих гранитоидов нами основан на анализе общей магматической эволюции региона и структурно-геологических взаимоотношениях с датированными магматическими образованиями: Чекинский массив прорывает визейские вулканогенно-осадочные толщи греховской свиты и сечется многочисленными дайками риолитов родникового комплекса (315 млн лет, U/Pb метод) и лампрофир-долеритов улугуртауского комплекса (321 млн лет, Sm/Nd метод) [Салихов и др., 2013; Рахимов и др., 2014]. Эта группа гранитоидов весьма контрастно сопоставляется с гранитоидами предыдущих двух этапов по своим петрогеохимическим свойствам. Породы Чекинской группы обогащены щелочными и щелочноземельными (Rb, Cs, Ba), а также высокозарядными элементами (Zr, Nb, РЗЭ). Уровни их концентраций нередко в 2–3 раза выше, чем в породах 1 и 2 этапов. Гранитоиды 3 этапа также характеризуются как умеренно-глиноземистые (Al_2O_3 14 %) и низкомагнезиальные (MgO 0.2–0.5 %). По своим петрогеохимическим особенностям они близки к гранитам А-типа, но спектры распределения РЗЭ, рисунок которых зависит от состава реститовой минеральной фазы, в породах Чекинской группы абсолютно схожи со спектрами выше указанных гранитоидов. Генезис данной ассоциации гранитоидов связывается с частичным плавлением девонско-каменноугольных магматических образований коры Магнитогорской зоны с участием в магмогенезисе и гранитного «слоя». На дискриминационных диаграммах точки составов пород попадают в поля внутриплитных гранитов.

ЛИТЕРАТУРА

Бочкарев В.В., Язева Р.Г. Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 256 с.

Правикова Н.В. Раннекаменноугольный вулканизм Южного Урала. Дис. … канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2006. 173 с.

Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Холоднов В.В., Рахимов И.Р. Каменноугольный вулкано-интрузивный магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена в свете новых геолого-геохимических данных // Литосфера, 2014, № 5. С. 33-56.

Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Осипова Т.А., Рахимов И.Р. Каменноугольно-пермский магматизм и связанное с ним оруденение (Магнитогорская и Восточно-Уральская мегазоны Южного Урала) // Литосфера, № 5, 2016. С. 35-57.

Салихов Д.Н., Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: УрО РАН, 1992. 138 с.

Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.

Фурина М.А. Строение и условия формирования массивов триасовых щелочных гранитоидов Малочекинского комплекса (Восточно-Магнитогорская зона, Южный Урал). Дис. … канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2010. 186 с.

ИЗОТОПНАЯ ГЕОЛОГИЯ ГРАНИТОВ РАПАКИВИ И АССОЦИИРУЮЩИХ ПОРОД ЮЖНОГО УРАЛА: Rb-Sr, Sm-Nd, Lu-Hf И U-Pb ОГРАНИЧЕНИЯ

Ронкин Ю.Л.

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия, y-ronkin@mail.ru

Более 126 лет назад J.J. Sederholm (1891) опубликовал свое классическое исследование гранитов рапакиви, озаглавленное «Ueber die finnlandischen Rapakiwigesteine». В этой пионерской работе Седерхолм описал распределение, особенности возникновения, петрографию и химию финских рапакиви гранитов, выделив соответствующие термины рапакиви гранит и рапакиви текстуры.

Многочисленные рапакиви-плутоны в разных частях мира показывают, что рапакиви-магматизм сыграл важную роль в эволюции континентальной коры. Хотя соответствующая информация о гранитах рапакиви по-прежнему фрагментарна и каждый рапакиви-плутон имеет свою специфику, могут быть сделаны некоторые обобщенные выводы относительно возраста, геотектоники, магматической ассоциации, петрографии, геохимии, металлогении и петрогенеза рапакиви гранитов [Haapala, 1995].

История изучения гранитов-рапкиви и ассоциирующих пород Южного Урала, представленных уникальным Бердяушским плутоном (БП), начинающаяся с классических работ А.Н. Заварицкого, насчитывает почти 80 лет [Заварицкий, 1937]. Все эти годы интерес исследователей был сосредоточен в основном на трех проблемах. В-первых, БП – единственный достоверно установленный представитель габбро-гранит-рапакиви-фоидитовой магматической ассоциации, в связи с чем выяснение генетической природы и последовательности формирования всего многообразия пород БП до сих пор предмет оживленного обсуждения [Краснобаев и др., 1981, 1984, 2011; Ронкин и др., 2005, 2007, 2015, 2016; Синдерн и др., 2003; и др.]. Во-вторых, поскольку БП прорывает карбонатные породы саткинской свиты, входящей в состав типового подразделения нижнего рифея (бурзяния), то в сочетании с датировками вулканитов машакской свиты основания среднерифейской юрматинской серии возраст БП имеет принципиальное значение для установления возраста нижней границы среднего рифея [Ронкин и др., 2007]. В-третьих, роль БП несомненно велика и при оценке временной структуры проявившегося в пределах Южного Урала примерно на рубеже раннего и среднего рифея “машакского рифтогенного события”, магматические образования которого являются основной составляющей, соответствующей крупной магматической провинции (LIP).

БП гранитов рапакиви и ассоциирующих пород локализован на северо-востоке Башкирского мегантиклинория примерно в 30 км к западу от Златоуста. Площадь БП около 35 км^2, характеризуется концентрически-зональным строением. Во внешней его зоне развиты граниты рапакиви и граносиениты, сменяющиеся к центру сиенодиоритами, бескварцевыми и кварцевыми сиенитами. В центральной части БП наряду с сиенитами распространены дайки и жильные тела щелочных и нефелиновых сиенитов. Кроме того, в пределах БП наблюдаются автолиты, ксенолиты габбро и габбро-диабазов.

Имеющиеся изотопно-геохронологические данные по гранитам рапакиви, нефелиновым сиенитам и акцессорным минералам из них, все еще достаточно противоречивы. Так, авторы [Краснобаев и др., 2011] считают, что “Бердяушский плутон представляет собой проекцию на земную поверхность локальной области мантийного и корового магмообразования, которая эпизодически проявляла активность на протяжении почти миллиарда лет” (стр. 59). Однако полученные нами новые результаты датирования Rb-Sr, Sm-Nd, Lu-Hf и U-Pb методами изотопной геологии ставят под сомнение указанный тезис.

К примеру, полученный нами U-Pb-ID-TIMS-возраст циркона из ГР 1379.6 ± 2.9 млн лет (95 %-й доверительный уровень) в пределах аналитических погрешностей совпадает с опубликованными ранее также U-Pb-ID-TIMS-датировками акцессорных минералов из магматических пород Башкирского мегантиклинория: циркона мафических микрогранулярных инклавов (1382 ± 3) и циркона нефелиновых сиенитов БП (1368.4 ± ± 6.2), бадделеита Главной дайки Бакальского рудного поля (1385.3 ± 1.4), циркона риолитов машакской свиты (1381.1 ± 0.7, 1380.2 ± 0.5 млн лет).

Перечисленным выше U-Pb-ID-TIMS-реперным данным также удовлетворяют многочисленные, характеризующиеся в силу специфики анализа значительно большим размахом погрешностей результаты U-Pb-SHRIMP-II- датирования циркона из габбро 1388 ± 28 и кварцевых сиенит-порфиров БП 1372 ± 12, анортозитов, гранит-порфиров Медведевского массива 1379 ± 8, 1353 ± 16 млн лет. Примерно соизмеримые или большие погрешности свойственны U-Pb-LA-ICP-MS-результатам датирования циркона из гранитоидов Губенского массива – 1330 ± 16, 1330 ± 27 млн лет. Медведевский, Губенский массивы – звенья цепочки (вытянутой

на 70 км вдоль простирания Зюраткульского разлома) расслоенных габбро-гранитных интрузий кусинско-копанского комплекса, также локализованных среди отложений нижнего и среднего рифея на северо-востоке Башкирского мегантиклинория. Все эти датировки свидетельствуют о совершенно определенных временных рамках "машакского рифтогенного события", длительность которого, с учетом полученной нами и имеющихся прецизионных U-Pb-ID-TIMS-данных не более 10–20 млн лет.

Анализ данных по LIP мира показал, что таковые с возрастом 1410–1360 млн лет известны на западе Канады и северо-западе США (силлы, вулканиты Hart River, Salmon River Arch, датировки – 1380 ± 4, 1386 ± 2, 1383+6/–5, 1379 ± 1 млн лет), севере Гренландии (вулканиты, силлы, дайки Mid- sommerso, Zig-Zag Dal, 1382 ± ± 2 млн лет), в Антарктиде (дайки Vestfold Hills, 1380 ± 7 млн лет), Анголе, Намибии, Танзании (пластовые интрузии, дайки, вулканиты, силлы Kunene-Zebra River, Pilanesberg и др., 1371 ± 2.5, 1374 ± 10, 1385 ± 5, 1381 ± ± 10 млн лет) и ряде других регионов. К этому же интервалу принадлежат дайки Axamo в Швеции (1410 ± 10 млн лет). Считают, что "машакское рифтогенное событие" и событие Zig-Zag Dal-Midsommerso в северной Гренландии маркируют общую зону растяжения и были частью событий, связанных с распадом позднепалеопротерозойского суперконтинента Nuna (Колумбия).

Первые представления о вероятном мантийном источнике для БП были высказаны на основании изотопных Rb–Sr характеристик габбро, кварцевых, нефелиновых сиенитов и гранитов, удовлетворяющих линии регрессии (в координатах $^{87}Rb/^{86}Sr$–$^{87}Sr/^{86}Sr$) с относительно низким ($^{87}Sr/^{86}Sr$)0 0.7034 ± 0.007 [Краснобаев и др., 1981]. Однако дальнейшее изучение изотопии O, Pb, Sm-Nd в породах БП [Ронкин и др., 2005, 007, 2015, 2016; Синдерн и др., 2003] поставило под сомнение существование "единого" мантийного источника гранитов рапакиви и ассоциирующих пород.

Главный вывод, который следует из данных по изотопии Hf циркона, заключается в том, что граниты рапакиви, кварцевые сиенодиориты, нефелиновые сиениты БП не могут быть продуктами преимущественно мантийных расплавов, поскольку диапазон экстраполированных значений $\varepsilon_{Hf}(1383)$–(3.7–9.4) укладывается в поле, локализованное существенно ниже линии CHUR. Наблюдаемая закономерность находится в хорошем соответствии и с данными изотопной Sm-Nd-систематики гранитов рапакиви БП, определяющей $\varepsilon_{Nd}(t)$ (–5.0 ± ± 0.4)–(–7.3 ± 0.3). Другим аргументом в пользу сказанного выше является различие спектров распределения РЗЭ в цирконах габбро и остальных пород БП. Аналогичный вывод справедлив и для циркона гранитов рапакиви Yingfeng северного Китая. Напротив, величины $\varepsilon_{Hf}(1383)$ = +(4.1–4.9) для циркона из габбро свидетельствуют о происхождении их из вещества с модельными Lu-Hf возрастами 1658–1685 млн лет, имеющего умеренно деплетированные параметры.

Сравнение с другими А-гранитами суперконтинента Нуна, позволяет выявить определенное сходство между гранитами А-типа Лаврентии и мезопротерозойскими гранитами рапакиви, распространенными, в частности, на Бразильском щите и в Фенноскандии. Ассоциация гранитов рапакиви с одновозрастными основными и ультраосновными магматическими, осадочными породами внутриконтинентальных рифтов свидетельствует о том, что их формирование было связано с распадом Лаврентии. В Финляндии А-граниты (1650–1540 млн лет), внедрившиеся на этапе Свекофеннской орогении, относятся к классическому комплексу гранитов рапакиви. Эти породы имеют минералогические и геохимические особенности, характерные для внутриплитных обстановок, что свидетельствует о дегидрационном плавлении нижней коры промежуточного и кислого составов на начальной стадии рифтообразования или прерванном рифтогенезе уже консолидированной палеопротерозойской и архейской континентальных кор. Причина плавления до сих пор не ясна, но, как правило, процесс плавления связывают с магматическим андерплейтингом в результате подъема субконтинентальной мантии.

На основании наших работ [Ронкин и др., 2005, 007, 2015, 2016; Синдерн и др., 2003; и др.] можно сделать определенные выводы. Изотопные Lu-Hf-возрасты формирования гранитов рапакиви и ассоциирующих пород БП практически идентичны (около 1383 млн лет) и совпадают с базальт-риолитовым LIP-вулканизмом Ю. Урала, гранитным магматизмом в Лаврентии и дайкообразованием на Сибирском кратоне. Рифейские граниты рапакиви, ассоциирующие с ними кварцевые сиенодиориты и нефелиновые сиениты БП характеризуются значениями изотопных составов модельных Hf-, Lu-Hf-возрастов, указывающими на формирование их преимущественно за счет коровых источников с возрастом 2013–2219 млн лет. Ассоциирующие в Бердяушском плутоне с гранитами рапакиви габбро, имеют четкие доказательства происхождения из вещества с модельными Lu-Hf-возрастами 1658–1685 млн лет, имеющего умеренно деплетированные параметры $\varepsilon_{Hf}(1380)$ 4.1 ± 0.7–4.9 ± 0.6. Подобные величины модельных возрастов фиксирует и Sm-Nd изотопная система.

ЛИТЕРАТУРА

Заварицкий А.Н. Петрография Бердяушского плутона. М.: ОНТИ, 1937. 406 с.

Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б. Степанов А.И., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. Петрология и рубидий-стронциевая геохронология Бердяушского массива рапакиви (Ю. Урал) // Известия АН СССР, серия геологическая, 1981, N 1, с. 21-37.

Краснобаев А.А., Бибикова Е.В., Степанов А.И., Ронкин Ю.Л., Грачева Т.В., Лепихина О.П., Макаров В.А. Геохронология Бердяушского массива // Известия АН СССР, серия геологическая, 1984, N 3, с. 3-23.

Краснобаев А.А., Попов В.С., Белящий Б.В. Хронологические и генетические соотношения интрузивных пород Бердяушского плутона (Ю. Урал) в свете новых U-Pb и Sm-Nd изотопных данных // Записки Российского минералогического общества, 2011, том 140, № 2, с. 59-73.

Ронкин Ю.Л., Матуков Д.И., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Лепихина О.П., Попова О.Ю. “In situ” U-Pb SHRIMP датирование цирконов нефелиновых сиенитов Бердяушского массива (Ю. Урал) // Литосфера. № 1. 2005. С. 135-142.

Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Казак А.П., Матуков Д.И., Лепихина О.П. Граница нижнего и среднего рифея на Ю. Урале: новые изотопные U-Pb SHRIMP-II ограничения // Доклады Академии Наук. Том 415, № 3, 2007. С. 370-378.

Ронкин Ю.Л., Гердес А., Маслов А.В. РЗЭ - и Lu-Hf-систематика циркона гранитов рапакиви и ассоциирующих пород суперконтинента Нуна (Колумбия) // Доклады Академии Наук, 2015, том 461, № 2, с. 214-219.

Ронкин Ю.Л., Тихомирова М., Маслов А.В. ~1380 млн лет LIP Южного Урала: прецизионные U-Pb ID-TIMS ограничения // Доклады Академии Наук. 2016, том 468 № 6, с. 674-679.

Синдерн С., Ронкин Ю.Л., Крамм У., Маслов А.В., Лепихина О.П. U-Pb датирование единичных кристаллов циркона с применением трассера $^{205}Pb/^{233}U$: на примере нефелиновых сиенитов Бердяушского массива, Ю. Урал. Материалы II Российской конференции по геохронологии. Санкт-Петербург. 2003. С. 461-465.

Ramo, O.T. and Haapala, I. One hundred years of Rapakivi Granite // Mineralogy and Petrology 1995. 52: p. 129-185.

ISOTOPE GEOLOGY OF RAPAKYI GRANITES AND RELATED ROCKS OF THE SOUTHERN URALS: Rb-Sr, Sm-Nd, Lu-Hf AND U-Pb CONSTRAINTS

Ronkin Yu.L.

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, Ekaterinburg, Russia,
y-ronkin@mail.ru

One hundred years ago, J.J. Sederholm (1891) published his classic study of rapakivi granites entitled “Ueber die finnlandischen Rapakiwigesteine” in Tschermak's Mineralogische und Petrographische Mittheilungen. In this pioneering work Sederholm described the areal distribution, mode of occurrence, petrography, and chemistry of the Finnish rapakivi granites. Moreover, he distinguished the terms rapakivi granite and rapakivi texture.

The numerous rapakivi plutons in different parts of the world show that rapakivi magmatism has played an important role in the evolution of the continental crust. Although relevant information on the rapakivi granites is still fragmentary and each rapakivi pluton has its own special character, generalized conclusions regarding the age, geotectonic setting, magmatic association, petrography, geochemistry, metallogeny [Haapala, 1995], and petrogenesis of the rapakivi granites can be made.

Focusing on the Urals, it can be noted that the history of investigation of granite-rapakivi and associated rocks of the Southern Urals represented by the unique Berdyaush pluton, which began with the classical works by Academician A.N. Zavaritsky [1937], extends over almost 80 years. During these years, the primary attention of researchers was mostly paid to three problems. First, the Berdyaush pluton is the sole reliably established representative of the gabbro–rapakivi–granite–phondite magmatic association and interpretation of the genesis and succession in the formation of its all rock types remains a highly debatable topic [Krasnobaev et al., 1981, 1984, 2011; Ronkin et al., 2005, 2007, 2015, 2016; Sindern et al., 2003; and others]. Second, as was noted, the pluton intrudes carbonate rocks of the Satka Formation, which represents a type unit of the Lower Riphean (Burzyan), and its age combined with dates obtained for volcanics from the Mashak Formation (base of the Middle Riphean Yurmatin Group) is of principal significance for establishing the age of the Middle Riphean lower boundary [Ronkin et al., 2007]. Third, the study of the pluton is undoubtedly very important also for estimating the chronology of the “Mashak riftogenic event,” which took place in the South Urals approximately at the Early-to_Middle Riphean transition and its magmatic associations represent the main constituent of the corresponding to Large Igneous Province (LIP).

The Berdyaush pluton of rapakivi granites and associated rocks is located in the northeastern Bashkir meganticlinorium approximately 30 km west of Zlatoust city. The pluton is about 35 km^2 in size and characterized by a concentric–zoned structure. Its outer zone is composed of rapakivi granites and granosyenites, which give way toward the center to syenodiorites and quartz-free to quartz syenites. The central part of the pluton contains dikes and vein bodies of alkaline and nepheline syenites, in addition to syenites. The pluton encloses also autoliths and xenoliths of gabbro and gabbro-dolerites.

The available isotopic–geochronological data on rapakivi granites, nepheline syenites, and accessory minerals from them still remain ambiguous. For example, the authors of [Krasnobaev et al., 2011] believe that the "Berdyaush pluton represents a projection of the local center of the mantle and crustal magma formation, which was intermittently active during a period approximately 1 Ga long" (p. 59). However, our new Rb-Sr, Sm-Nd, Lu-Hf and U-Pb data obtained by different isotopic geology methods have cast doubt on this thesis.

For example, obtained by us, the U-Pb ID-TIMS age of 1379.6 ± 2.9 Ma (confidence level 95 %) of zircon from rapakivi granite is consistent, in the analytical error limits, with its estimates available in previous publications and U-Pb ID-TIMS dates obtained for accessory minerals from igneous rocks of the Bashkir Meganticlinorium: zircon from mafic microgranular varieties of the Berdyaush pluton (1382 ± 3 Ma); zircon from nepheline syenites of the same pluton (1368.4 ± 6.2 Ma); baddeleyitte from the Main dike of the Bakal ore field (1385.3 ± 1.4 Ma); zircon from rhyolites of the Mashak Formation (1381.1 ± 0.7 Ma and 1380.2 ± 0.5 Ma).

The above-cited U-Pb ID-TIMS reference data are also consistent with many U-Pb SHRIMP-II dates characterized by a substantially wider range of errors due to specific analytical properties, which were obtained for zircon from gabbro of the Berdyaush pluton (1388 ± 28 Ma), quartz syenite- porphyries from the same pluton (1372 ±12 Ma). Anorthosites and granite-porphyries of the Medvedev massif (1379 ± 8 Ma and 1353 ± 16 Ma, respectively) approximately comparable or greater errors are characteristic of U-Pb-LA-ICP-MS data on zircon from granitoids of the Guben massif (1330 ± 16, 1330 ± 27 Ma). The Medvedev and Guben massifs are elements of a single chain of layered gabbro-granite intrusions of the Kusa-Kopan Complex extending for 70 km along the Zyuratkul fault also localized among Lower-Middle Riphean deposits in the southeastern Bashkir meganticlinorium. All these age estimates provide distinct geochronological constraints for the Mashak riftogenic event, the duration of which is estimated proceeding from original and previous U-Pb ID-TIMS data to be no more than 10–20 Ma.

The analysis of the available data on world LIPs reveals that similar ages (1410–1360 Ma) are characteristic of igneous provinces in western Canada and the Northwestern United States (sills and volcanics of the Hart River and Salmon River arch: 1380 ± 4, 1386 ± 2, 1383+6/–5, 1379 ± 1 Ma), northern Greenland (volcanics, sills, and dikes of Midsommerso and Zig-Zag Dal: 1382 ± 2 Ma), Antarctica (dikes of Vestfold Hills: 1380 ± 7 Ma), Angola, Namibia, Tanzania (stratiform intrusions, dikes, volcanics, and sills of the Kunene Zebra River, Pilanesberg, and others: 1371.0 ± ± 2.5, 1374 ± 10, 1385 ± 5, and 1381 ± 10 Ma), and some other regions. The Axamo dikes of Sweden (1410 ± 10 Ma) correspond to this interval as well. It is considered that the Mashak riftogenic event and Zig-Zag Dal-Midsommerso event in northern Greenland mark a single extension zone and were participants of a process related to the breakup of the Late Paleoproterozoic Nuna (Columbia) supercontinent.

The first inferences about the possible mantle source of the Berdyaush pluton rocks were drawn based on Rb-Sr isotope data for gabbro, quartz, and nepheline syenite and granite, which form a linear regression line (in coordinates of $^{87}Rb/^{86}Sr$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$) with a relatively low $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ ratio of 0.7034 ± 0.007. However, further studies supported by O, Pb, and Sm-Nd isotopic data on the Berdyaush pluton rocks have cast doubt on the existence of a single mantle source for the rapakivi granites and related rocks.

The main conclusion that can be drawn from zircon Hf isotopic data is that the rapakivi granites, quartz syenitic diorites, and nepheline syenites of the Berdyaush pluton could not be derived primarily from mantle melts because all the extrapolated $\varepsilon_{Hf}(1383)$–(3.7–9.4) values fall well below the CHUR reference. This trend is also consistent with the Sm-Nd isotope systematics of the Berdyaush pluton rapakivi granites yielding $\varepsilon_{Nd}(t)$ values of (–5.0 ± 0.4)–(–7.3 ± ± 0.3). This is supported well by differences in the REE patterns of zircons from gabbros and the remaining rocks of the Berdyaush pluton. The same holds true for zircon from the Yingfeng rapakivi granites of North China. In contrast, the $\varepsilon_{Hf}(1383)$ of +(4.1–4.9) obtained from gabbros suggest that they were derived from a moderately depleted source with Lu-Hf model ages of 1658–1685 Ma.

Comparison with other A-type granites in Nuna shows that some notable similarities exist between the Laurentian A-type granites and similar Mesoproterozoic rapakivi occurrences worldwide, notably in the Brazilian and Fennoscandian shields. An association with coeval mafic and ultramafic magmas and intracontinental rift sedimentary rocks suggests that the rapakivi granites were genetically tied to Laurentia's breakup. In Finland, 1.65–1.54 Ga A-type granites emplaced during the Svecofennian orogeny represent the classic rapakivi suite. These rocks have within-plate mineralogical and geochemical characteristics suggesting dehydration melting of the intermediate to fel-

sic lower crust during incipient or aborted rifting of the previously “cratonized” Paleoproterozoic and Archean continental crust. The cause of melting is uncertain but is commonly attributed to magmatic underplating associated with upwelling of the subcontinental mantle.

Therefore, the results of this study combined with data from our previous studies [Ronkin et al., 2005, 2007, 2015, 2016; Sindern et al., 2003; and others] and data from the literature allowed the following conclusions to be made. The rapakivi granites and related rocks of the Berdyaush pluton have a similar Lu-Hf isotopic age (1383 Ma), which is broadly identical to the age of LIP basaltic and rhyolitic volcanism in the South Urals, granitic magmatism in Laurentia, and dike emplacement in the Siberian craton. The Hf isotopic compositions and Lu-Hf model ages for Riphean rapakivi granites and associated quartz syenitic diorites and nepheline syenites of the Berdyaush pluton indicate that they were mostly derived from the 2013–2219 Ma crustal sources. Gabbros associated with rapakivi granites within the Berdyaush pluton are derived from a source with Lu-Hf model ages of 1658–1685 Ma and moderately depleted $\varepsilon_{Hi}(1383)$ of 4.1 ± 0.7–4.9 ± 0.6. Similar values of the model ages are fixed by the Sm-Nd isotope system.

REFERENCES

Zavaritsky A.N. Petrography of the Berdyaush Pluton. Moscow: ONTI, 1937. 406 p.

Krasnobaev A.A., Ferstarter G.B., Stepanov A.I., Ronkin Yu.L., Lepikhina O.P. Petrology and rubidium-strontium geochronology of the Berdyaush massif of rapakivi (Southern Urals) // Izvestiya AN USSR, geological series, 1981, N 1, p. 21-37.

Krasnobaev A.A., Bibikova E.V., Stepanov A.I., Ronkin Yu.L., Gracheva TV, Lepikhina OP, Makarov VA Geochronology of the Berdyaush Massif // Izvestiya AN SSSR, geological series, 1984, N 3, p. 3-23.

Krasnobaev A.A., Popov V.S., Belyatsky B.V. Chronological and genetic relationships of the intrusive rocks of the Berdyaush pluton (Southern Urals) in the light of new U-Pb and Sm-Nd isotope data // Zapiski Rossiiskoi Mineralogical Society, 2011, v. 140, No. 2, p. 59-73.

Ronkin Yu.L., Matukov D.I., Presnyakov S.L., Lepekhina E.N., Lepikhina O.P., Popova O.Yu. "In situ" U-Pb SHRIMP dating of nepheline syenite zircons of the Berdyaush Massif (Southern Urals) // Lithosphere. № 1. 2005. P. 135-142.

Ronkin Yu.L., Maslov A.V., Kazak A.P., Matukov D.I., Lepikhina O.P., Boundary of the Lower and Middle Riphean in the Southern Urals: new isotope U-Pb SHRIMP-II limitations // Doklady Akademii Nauk. Vol. 415, No. 3, 2007. P. 370-378.

Ronkin Yu.L., Gerdes A., Maslov A.V. REE – and Lu-Hf systematics of zircon granites of rapakivi and associated rocks of Nuna supercontinent (Columbia) // Doklady Akademii Nauk, 2015, vol. 461, No. 2, p. 214-219.

Ronkin Yu.L., Tikhomirova M., Maslov A.V. ~1380 Ma LIP of the Southern Urals: Precise U-Pb ID-TIMS limitations // Doklady Akademii Nauk. 2016, volume 468 No. 6, p. 674-679.

Ramo, O.T. and Haapala, I. One hundred years of Rapakivi Granite // Mineralogy and Petrology. 1995. 52: p. 129-185.

Sindern S., Ronkin Yu.L., Kramm U., Maslov A.V., Lepikhina O.P. U-Pb dating of single zircon crystals using spike $^{205}Pb/^{233}U$: on the example of nepheline syenites of the Berdyaush Massif, the Southern Urals. Materials of the II Russian Conference on Geochronology. St. Petersburg. 2003. p. 461-465.

ВОЗРАСТ, СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАГИОГРАНИТОВ КАЛЕДОНСКОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

Руднев С.Н., Мальковец И.Г.*, Гибшер А.А.*, Белоусова Е.А.**, Третьякова И.Г.***

*Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, rudnev@igm.nsc.ru
**Центр GEMOS, Университет Маккуори, Сидней, Австралия, elena.belousova@mq.edu.au

Озерная зона ранних каледонид Западной Монголии рассматривается как островодужный поздненеопротерозойский-раннекембрийский террейн [Dergunov et al., 2001; Badarch et al., 2002], являющийся одним из самых крупных в Центрально-Азиатском складчатом поясе (более 800 км). На севере Озерная зона переходит в каледонские структуры Таннуолькой островодужной зоны Тувы и граничит со структурами Западного Саяна, на западе – с поздними каледонидами Монгольского и Гобийского Алтая, а на востоке – с дорифейскими структурами Дзабханского микроконтинента. Озерная зона характеризуется широким развитием стратифицированных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и терригенных комплексов [Тектоника…, 1974]. Геологические исследования этих комплексов [Ярмолюк и др., 2011; Dergunov et al., 2001] позволили установить масштабы их развития, последовательность формирования, возраст (570–545 Ma) и тектонические условия образования (океанические плато и острова, островные дуги, аккреционные клинья). Геохимические и Nd-изотопные данные по вулканогенным и осадочным комплексам Озерной зоны [Jahn et al., 2000; Ковач и др., 2011], позволили сделать выводы, что ювенильная кора Озерной зоны была образована в поздненеопротерозойское-кембрийское время (570–490 Ma) в обстановке внутриокеанических островных дуг и океанических плато из деплетированных мантийных источников, с вовлечением в зоны субдукции древнего корового материала в в виде осадков.

Среди полей развития островодужных вулканогенных комплексов Озерной зоны широкое развитие имеют интрузивные ассоциации поздненеопротерозойского-раннепалеозойского возраста, среди которых основной объем слагают плагиогранитоиды, в меньшей степени габброиды. Установлено, что габброиды и гранитоиды формировались в различных геодинамических обстановках (островодужная и аккреционно-коллизионная), имеют различное возрастное положение (от позднего неопротерозоя до среднего-позднего ордовика), петрогеохимические и изотопные характеристики. На примере северной и центральной частей Озерной зоны было выявлено, что габброиды и гранитоиды в пространстве и во времени тесно сопряжены в составе полихронных плутонов. Эти плутоны образуют самостоятельные очаговые ареалы интрузивного магматизма, характеризуются различным строением, масштабами развития интрузивных образований (гранитоиды и габброиды) и временным диапазоном формирования (Хиргиснурский ареал – 519–465 Ma, Харанурский ареал – 531–449 Ma, Бумбатхаирханский ареал – 551–468 Ma), а также петрогеохимическими и изотопными характеристиками [Изох и др., 1990; Руднев и др., 2009, 2016; Ярмолюк и др., 2011; Ковач и др., 2011].

В южной части Озерной зоны, в отличие от северной и центральной зон этого же островодужного пояса, данные по геологическому строению, возрасту, петрогеохимическим и изотопным характеристикам гранитоидных и ассоциирующих с ними габброидых ассоциаций, весьма скудные. Следует отметить лишь отдельные публикации по габброидам Тугурукского массива [Изох и др., 1990; Руднев и др., 2013] и ряду мелких интрузий в зоне сочленения тыловой части островной дуги Озерной зоны и Дзабханского микроконтинента (хребет Дариби) [Хаин и др., 1995; Козаков и др., 2002; Kröner et al., 2014].

В настоящей работе приведены данные по возрасту, петрохимическим и геохимическим характеристикам плагиогранитоидных ассоциаций в составе Тугрикского, Удзургудгийнского, Хатанхудгийнского, Мандалт, Баясгаланского и Дутулинского массивов, расположенные в осевой части южного сегмента Озерной зоны (хребет Сутай и Монгольский Алтай). На основе полученных материалов рассмотрены вопросы временной последовательности формирования плагиогранитоидов и их геодинамической позиции, условий выплавления гранитных расплавов и их магмообразующие источники.

Результаты геохронологических исследований свидетельствуют, что плагиогранитоидные ассоциации, участвующие в строении массивов формировались в диапазоне возрастов от 531 до 481 Ma. Такой широкий возрастной диапазон формирования плагиогранитоидов наглядно свидетельствует о разновозрастном формировании породных ассоциаций, объединяемые ранее в составе раннекембрийского тохтогеншильского комплекса. В этом отношении южная часть Озерной зоны по длительности формирования раннепалеозойских интрузивных ассоциаций обнаруживает сходство с временным интервалом становления плагиогранитоидных ассоциаций островодужного и аккреционно-коллизионного этапов развития в северной и центральной ча-

сти Озерной зоны. В связи с этим, результаты, полученные по геологическому строению гранитоидных массивов и геохронологическому возрасту плагиогранитоидных ассоциаций, также как и в других ареалах Озерной зоны, позволяют их отнести к двум геодинамическим этапам развития: островодужный (531–517 Ма) и аккреционно-коллизионный (504–481 Ма).

Островодужный этап (531–517 Ма) интрузивного магматизма в южной части Озерной зоны проявился наиболее широко. На этом возрастном рубеже наибольшее развитие получили диорит-тоналит-плагиогранитные ассоциации, представленные в составе Тугрэкского (531 ± 4 Ма [Руднев и др., 2013]) и Удзурхудгийнского (517 ± 4 Ма) массивов. В меньшей степени имеют развитие тоналит-плагиогранитные и плагиогранитные ассоциации, наблюдаемые в составе Хатанхудгийнского (521 ± 3 Ма) и Баясгаланского массива (524 ± 4 и 522 ± ± 2 Ма). Габброидные ассоциации хиргиснурского комплекса, тесно ассоциирующие с плагиогранитоидами, всегда являются более ранними.

Аккреционно-коллизионный этап (504–481 Ма) гранитоидного магматизма проявился в меньших масштабах. Геологические и геохронологические данные указывают на то, что на этом возрастном диапазоне преимущественное развитие имеют плагиогранитные ассоциации, участвующие в строении Тугрэкского (504 ± ± 4 Ма) и Дутулинского массива (481 ± 3 Ма), в незначительной степени развиты породы диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации, наблюдаемой в массиве Мандалт (495 ± 8 Ма).

Анализ петрохимического и редкоэлементного состава плагиогранитоидных ассоциаций южной части Озерной зоны Монголии позволил установить, что они имеют различные условия (в первую очередь по давлению) формирования исходных расплавов. В целом, изученные плагиогранитоидные ассоциации островодужного и аккреционно-коллизионного этапов относятся к породам известково-щелочной сери. По петрогеохимическим характеристикам и индикаторным отношениям изученные плагиогранитоиды, согласно классификации [по Arth, 1979], и модельным расчетам [по Туркина, 2000], разделяются на низко- и высокоглиноземистые типы.

На *островодужном этапе* развития южной части Озерной зоны происходило формирование плагиогранитоидов высоко- и низкоглиноземистого типа. К плагиогранитоидам высокоглиноземистого типа относятся породы диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации раннего ритма в составе Тугрэкского массива (531 ± ± 4 Ма) и Удзурхудгийнского массива (517 ± 4 Ма), а также породы плагиогранитной ассоциации Хатанхудгийнского массива (521 ± 3 Ма). Указанные породные ассоциации по своим геохимическим характеристикам, индикаторным отношениям, характеру распределения редких и редкоземельных элементов, обнаруживают сходство с высококремнистыми адакитами различных регионов мира [Martin et al., 2005]. Такое сходство позволяет сделать выводы, что формирование исходных для них расплавов могло быть связано с плавлением метавулканитов N-MORB-типа при погружении в зону субдукции океанической плиты при давлениях $P \geq 10$–12 кбар и равновесии с Hbr + CPx + Pl + Gar реститом. Плагиогранитоидные ассоциации низкоглиноземистого типа наблюдаются только в составе Баясгаланского массива (522–524 Ма). Учитывая возраст пород этих массивов, их геодинамическую позицию и редкоэлементный состав, предполагается, что формирование исходных для них расплавов могло происходить путем плавления метавулканитов N-MORB типа, расположенные в основании островодужной системы при $P \leq 8$ кбар в равновесии с Hbr + Pl ± CPx ± OPx реститом.

На *аккреционнм этапе* развития южной части Озерной зоны (504–481 млн лет) формировались только плагиогранитоиды высокоглиноземистого типа, что их резко отличает от северной и центральной зон этого пояса. Они представлены в составе Тугрэкского (504 ± 3 Ма) и Дутулинского (481 ± 3 Ма) массивов и массиве Мандалт (495 ± 8 Ма). По геохимическим характеристикам они имеют аналогичные составы с коллизионными высокоглиноземистыми TTG комплексами сопредельных регионов (Алтае-Саянская складчатая область и Западная Монголия [Руднев и др., 2009, 2016; Ярмолюк и др., 2011; Руднев, 2013]) и других регионов мира [Martin et al., 2005]. Их формирование связывают с плавлением метабазитов N-MORB и OIB типа за счет тепла поднимающихся мантийных расплавов (плюмов) при $P \geq 10$–12 кбар и равновесии с Hbr + CPx + Pl + Gar реститом в основании коллизионных сооружений при коллизии.

ЛИТЕРАТУРА

Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П. и др. Габброидные формации Западной Монголии. Новосибирск: Изд-во Наука, СО РАН. 1990. 269 с.

Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. и др. Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии. II. Геохимические и Nd-изотопные данные // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 1-29.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В. и др. Этапы и тектоническая обстановка формирования комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геотектоника. 2002. № 2. С. 80-92.

Руднев С.Н., Изох А.Э., Ковач В.П. и др. Возраст, состав, источники и геодинамические условия формирования гранитоидов северной части Озерной зоны Западной Монголии: механизмы роста палеозойской континентальной коры // Петрология. 2009. Т. 17. № 5. С. 470-508.

Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: изд-во СО РАН. 2013. 300 с.

Руднев С.Н., Ковач В.П., Пономарчук В.А. Венд-раннекембрийский островодужный плагиогранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии (геохронологические, геохимические и изотопные данные) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1628-1647.

Руднев С.Н., Изох А.Э., Борисенко А.С. и др. Гранитоидный магматизм и металлогения Озерной зоны Западной Монголии (на примере Бумбатхаирханского ареала) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 2. С. 265-286.

Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука. 1974. 284 с.

Хаин Е.В., Амелин Ю.В., Изох А.Э. Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых комплексов в зоне субдукции Западной Монголии // Доклады РАН. 1995. Т. 341. № 6. С. 791-796.

Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И. и др. Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии: I. Геологические и геохронологические данные // Петрология. 2011. Т. 19. № 1. С. 83-107.

Arth J.G. Some trace elements in trondhjemites. Their implications to magma genesis and paleotectonic setting, in: Barker, F. (Ed.), Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Elsevier. Amsterdam. 1979. P. 123-132.

Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // J. Asia Earth Sci.. 2002. V. 21. P. 87-104.

Dergunov A.B., Kovalenko V.I., Ruzhentsev S.V. Tectonic, magmatism, and metallogeny of Mongolia. London, New York: Routledge. 2001. 288 p.

Jahn B.M., Wu F., Chen B. Granitoids of the Central Asian Orogenic Belt and continental growth in the Phanerozoic. Transactions of the Royal Society of Edinburg. 2000. 91. P. 181-193.

Kröner A., Kovach V., Belousova E. et al. Reassessment of continental growth during the accretionary history of theCentral Asian-OrogenicBelt. Gondwana Research. 2014. V. 25. P. 103-125.

Martin H., Smithies R.H., Rapp R. et al, An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implication for crustal evolution // Lithos. 2005. V. 79. P. 1-24.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ В ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ

Русин А.И.

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия,
rusin@igg.uran.ru

Тектонические гипотезы, основывавшиеся на парадигме теплового сжатия Земли, рассматривали региональный метаморфизм, интрузии гранитных батолитов и альпинотипную складчатость как проявления орогении. Тектоника плит ввела новое понимание орогенеза как следствия столкновения (коллизии) океанических и/или континентальных плит. Такая трактовка позволяла показать многообразие коллизионных обстановок [Миясиро и др., 1985] и вводила ограничения в устоявшиеся представления о соотношениях магматических, метаморфических и деформационных процессов в орогенных поясах. Были получены свидетельства того, что индикаторным для коллизионных орогенов фанерозоя является высоко- и сверхвысокобарический эклогитовый и голубосланцевый метаморфизм, а формирование гранитных поясов сопряжено с высокоградиентным метаморфизмом умеренных и низких давлений [Русин, 2007]. Такая сопряженность наиболее выразительно проявлена в островных дугах и активных континентальных окраинах. Глубокое погружение гидратированной океанической коры считается главной причиной надсубдукционного тоналит-трондьемитового магматизма [Трондьемиты…, 1983]. Эталонным примером надсубдукционных гранитоидных поясов, сопряженных с вулканическими породами, является западная окраина Американского континента с большим числом огромных батолитов, сложенных преимущественно гранитоидами повышенной основности. В современных моделях их формирование связывается с наращиванием коры по механизму андерплейтинга и последующим нижнекоровым анатексисом в условиях предельной флюидонасыщенности. Подобный механизм предполагается и для уральских окраинно-континентальных тоналит-гранодиоритовых массивов [Ферштатер, 2013], пространственно сопряженных с поясом постсубдукционных гранитов.

Прекращение субдукции и коллизия типа континент – континент приводит к укорачиванию коры, нарушению ее термальной структуры и изменению режима гранитообразования в энсиалических зонах. Расчетные модели длительности коллизионных процессов и термальной эволюции орогенов, вызванной кондуктивным притоком тепла, указывают на то, что релаксация термальной структуры по времени многократно превышает коллизионную стадию [England, 1987]. В первую очередь происходит размягчение кварцсодержащих пород нижней коры, включающее механизм постколлизионного растяжения, и только последующий подъем геоизотерм приводит к высокотемпературному метаморфизму и гранитообразованию. Дефицит флюида, источником которого могут быть гидроксилсодержащие минералы кристаллических пород и/или поровые воды в осадочных толщах, должен обусловливать генерацию преимущественно недосыщенных водой гранитных магм, что согласуется с природными и экспериментальными данными [Wyllie, 1977]. Представляется несомненным, что причиной внутрикорового анатексиса является высокотемпературный метаморфизм. Однако специальное исследование мигматитов орогенных метаморфических комплексов Урала показало, что в современном эрозионном срезе уровни генерации гранитных расплавов не обнажаются [Русин, 1979] и распространенное представления об автохтонных гранитных плутонах с мигматитами корневых зон не может быть принято без надежных обоснований.

Пиковый метаморфизм и гранитообразование в циклах Уилсона, трансформированных в современных построениях в "суперконтинентальные" циклы, как и в гипотезе "орогенических циклов", связывались только с орогенным сжатием. Вместе с тем, еще в 70-х годах прошлого столетия С.Н. Ивановым, на основе формационного анализа позднедокмбрийских толщ Урала, была выдвинута идея о возможной связи регионального меаморфизма с рифтовым растяжением и разрывом плит. Дальнейшие исследования привели к разработке новой концепции полного крупного цикла развития литосферы фанерозойских подвижных поясов, обосновывающей эволюционную направленность и закономерную смену энсиалических режимов энсиматическими [Ivanov, Rusin, 1986; Ivanov et al., 1986]. Важнейшим элементом этой концепции является то, что в ней в отличие от цикла Уилсона не просто констатируется разрыв плит, а детально анализируются механизмы такого разрыва и обосновывается чрезвычайная длительность и геодинамическая природа процессов и событий с ним связанных. В свете современных знаний можно полагать, что первопричиной заложения и развития мировой системы фанерозойских подвижных поясов были пульсационно функционирующие мантийные плюмы, зарождавшиеся на границе ядра и мантии. Они обеспечивали периодические внедрения в литосферу высоконагретого глубинного материала, вызывавшего предрифтовые подъемы земной коры (энсиалические орогении), анорогенный магматизм и разнотипные метаморфические преобразования пород [Ива-

нов, Русин, 1997], которые сменялись периодами покоя, денудацией поднятий и накоплением трансгрессивных рядов формаций. В настоящее время энсиалическое происхождение и связь позднедокембрийских интракратонных поясов с литосферным растяжением никем практически не оспаривается и споры вызывает, пожалуй, только природа позднедокембрийских орогений [Иванов, Русин, 2000]. В нашей трактовке это энсиалические орогении, обусловленные предрифтовыми подъемами земной коры. Они не завершают, а предшествуют формированию осадочных бассейнов и в этом заключается их принципиальное отличие от коллизионного орогенеза. В Башкирском стратотипе Урала наиболее мощный импульс магматизма был связан с эльсонским событием (~1.4 млрд лет), магматические процессы зафиксированы во временном интервале 750–550 млн лет, а какие-либо свидетельства гренвиллской эндогенной активности, с которой принято связывать формирование суперконтинента "Родиния", обнаружить не удается. Представления о завершенности эпох седиментации складчатым орогенезом являются данью традиции. На Урале складчатые деформации позднедокембрийских толщ были вызваны позднепалеозойской коллизией. Угловые несогласия являются непременным элементом осадочных бассейнов, связанных с литосферным растяжением, могут иметь эрозионную природу, поэтому ссылка на них как свидетельства структурных перестроек либо фаз сжатия нельзя считать корректными.

Можно говорить о несомненном сходстве геодинамических режимов рифея и нижнего протерозоя, характеризующихся одинаковой продолжительностью (около 1 млрд лет) и временной сопоставимостью последовательных эпох седиментации, связанных с рифтогенными обстановками [Негруца, 2007]. Трансгрессивная последовательность в рядах осадочных формаций отчетливо выражена как в рифейских, так и протерозойских подвижных поясах на всех континентах и это дает основание полагать, что во всех случаях источниками сноса являлись предрифтовые подъемы земной коры (энсиалические орогены). В то же время можно утверждать, что формирование связанных с растяжением осадочных бассейнов протерозоя приводило лишь к локальным (Красноморского типа) разрывам плит, субдукция в которых вряд ли возможна. Хорошее совпадение контуров кратонных блоков архея указывает на относительно небольшие их перемещения по латерали. В свете современных знаний периодичность активизации рифтогенных процессов в протерозойских подвижных поясах согласуется с представлениями об очень длительном пульсационном функционировании наиболее глубинных плюмов ("суперплюмов"). Свидетельством этих процессов является широко проявленный в протерозойских поясах мафит-ультрамафитовый магматизм. Можно допустить, что с этим магматизмом могло быть связано наращивание нижней коры по механизму "сухого" плюмового андерплейтинга с последующим анатексисом в условиях дефицита водного флюида (батолиты анортозит-мангерит-рапакивигранитной формации).

Менее определенным в настоящее время видится геологическое развитие Земли в архее, продолжительность которого составляет около 2 млрд лет [Ранняя история…, 1980]. Супракрустальный комплекс Исуа в Западной Гренландии трактуется как локальное проявление древнейшего этапа (3.85 млрд лет) вулканизма и седиментации, а рубеж около 3.5 млрд лет – завершение формирования тоналит-трондьемит-гнейсовой (ТТГ) континентальной коры [Глебовицкий, Шемякин, 1995]. С этого рубежа начинается формирование архейских зеленокаменных поясов, наиболее изученным из которых считается Барбертон в Каапвальском кратоне (~3.5–3.1 млрд лет). В строении этого пояса участвуют высокомагнезиальные вулканиты, известково-щелочные породы и осадки мелководных и континентальных фаций. Терригенно-осадочные комплексы пород присутствуют и в позднеархейских зеленокаменных поясах. С учетом термального состояния архейской литосферы, контролировавшего состав вулканических комплексов, можно предположить, что условия накопления осадочных толщ в архейских поясах не имели принципиальных отличий с протерозойскими. Отсутствие же в архее офиолитов [Kröner, 1981; Hamilton, 1998] исключает возможность выделения как циклов Уилсона, так и полного геодинамического цикла С.Н. Иванова.

Ведущая роль континентального рифтогенеза в протерозойской истории Балтийского щита и других архейских кратонов в настоящее время признается многими исследователями. Причиной появления в начале палеопротерозоя глобальной системы подвижных поясов могла быть кардинальная перестройка мантийной структуры. Можно допустить, что наиболее глубинные плюмы, пульсационно функционирующие на протяжении всего палеопротерозоя, стали зарождаться только в начале протерозоя, придя на смену многочисленному плюмажу в интенсивно конвектирующей мантии, формировавшей относительно хаотичную систему архейских зеленокаменных поясов [Kröner, 1981]. В палеопротерозое глобальная система или системы подвижных поясов приобрели большею упорядоченность, а отсутствие бесспорных данных о значимых перемещениях плит делают вероятным предположение, что пульсационно фукционирующие глубинные плюмы на протяжении очень длительного периода (не менее 1 млрд лет) занимали фиксированное положение. Эти предположения можно отнести и к суперплюмам, обусловившим в начале Неогея возникновение рифей-вендской ми-

ровой системы подвижных поясов. Развитие этой системы привело в конечном итоге к жесткой форме тектоники плит, их разрыву и формированию океанических бассейнов. Значительные латеральные перемещения литосферных плит в фанерозое можно объяснить общемантийной конвекцией и именно суперплюмы могли быть ответственны за ее возникновение. Четко определить этот важнейший рубеж достаточно сложно, но именно с него главным коробразующим процессом становится субдукция. Видимо в этом и состоит принципиальное отличие фанерозойской и докембрийской истории геологического развития Земли, включающей и специфику гранитообразующих процессов.

Исследования проведены при финансовой поддержке Комплексной программы УрО РАН (проект № 15-18-5-22)

ЛИТЕРАТУРА

Глебовицкий В.А., Шемякин В.М. Главнейшие рубежи геологической эволюции Земли в раннем докембрии. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1995. 48 с.

Иванов С.Н., Русин А.И. Континентальный рифтовый метаморфизм // Геотектоника, 1997. № 1. С. 6-19.

Иванов С.Н., Русин А.И. Поздневендский этап тектонического развития Урала // Геотектоника, 2000. № 3. С. 21-32.

Миясиро А., Аки К., Шенгер А. Орогенез. М.: Мир, 1985. 286 с.

Негруца В.З. Карелий в сравнении с рифеем и фанерозоем: геотектонические и хронологические аспекты // Фундаментальные проблемы геотектоники. М.: ГЕОС, 2007. С. 45-48.

Ранняя история Земли. Под редакцией Б. Уиндли. М.: Мир. 1980. 620 с.

Русин А.И. Мигматиты метаморфических комплексов Урала // Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 62-100.

Русин А.И. Орогенный (коллизионный) метаморфизм Урала // Геология Урала и сопредельных территорий. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. С. 63-74.

Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. Под редакцией Ф. Баркера. М.: Мир, 1983. 488с.

Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2013. 368 с.

England P.C. Diffuse continental deformation: length scales, rates and metamorphic evolution. Tectonic setting of regional metamorphism // Phil. Trans. R. Soc. Lond., 1987. V. 321. N 1557. P. 3-22.

Hamilton W.B. Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics // Precambrian Res., 1998. Vol. 91. P. 143-179.

Ivanov S.N., Krasnobayev A.A., Rusin A.I. Geodinamic regimes in the Precambrian of the Urals // Precambrian Research, 1986. N 33. P. 189-208.

Ivanov S.N., Rusin A.I. Model for the evolution of the linear folds in the continents: example of the Urals // Tectonophysics, 1986. N 127. P. 383-397.

Kröner A. Precambrian crustal evolution and continental drift // Geologische Rundschau, 1981. B.70. H. 2. P. 412-428.

Wyllie P.J. Crustal anatexis: an experimental review // Tectonophysics, 1977. V. 43. P. 41-71.

GEODYNAMIC ASPECTS OF GRANITE-FORMATION IN THE EARTH'S EVOLUTION

Rusin A.I.

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, Ekaterinburg, Russia,
rusin@igg.uran.ru

Tectonic hypotheses based on the paradigm of thermal compression of the Earth, considered regional metamorphism, intrusion of granite batholiths and alpinotype folding as a manifestations of orogeny. Plate tectonics introduced a new understanding of orogenesis as a consequence of collision of oceanic and/or continental plates. Such interpretation made it possible to show the diversity of conflict situations [Miyashiro et al., 1985] and introduced the limitations in the established notions about the ratios of magmatic, metamorphic and deformation processes in orogenic belts. Evidence has been obtained that the high- and ultra-high-pressure eclogite and blue-shale metamorphism is indicative of the collision orogenes of the Phanerozoic, and the formation of granite belts is associated with a high-gradient metamorphism of moderate and low pressures [Rusin, 2007]. This conjugation is most strikingly manifested in island arcs and active continental margins. Deep immersion of the hydrated oceanic crust is considered as the main cause of suprasubduction tonalite-trondhjemite magmatism [Trondjemite..., 1983]. A reference example of suprasubduction granitoid belts conjugated with volcanic rocks is the western margin of the American continent with a large number of huge batholiths, composed mainly of granitoids of increased basicity. In modern models, their

formation is associated with the buildup of the cortex crust by the underplating and subsequent lower crustal anatexis with extreme fluid saturation. A similar mechanism is assumed for the Ural marginal continental tonalite-granodiorite massifs [Fershtater, 2013], spatially conjugated to the belt of post-subduction granites.

The termination of subduction and subsequent collision of the continent–continent type leads to a shortening of the cortex crust, a breaking of its thermal structure, and a change in the regime of granite formation in the ensialic zones. Calculated models of the duration of collision processes and the thermal evolution of orogens, which caused by conductive heat influx, indicate that the the time of thermal structure relaxation much greater than the collision stage [England, 1987]. First of all, softening of quartz-bearing rocks of the lower crust, which includes the mechanism of post-collisional stretching, occurs, and only the subsequent rise of geoisotherm leads to high-temperature metamorphism and granite formation. Fluid deficiency, the source of which may be hydroxyl-containing minerals of crystalline rocks and/or pore waters in the sedimentary strata, should result of the generation of predominantly undersaturated granite magmas, which agrees with natural and experimental data [Wyllie, 1977]. It seems unquestionable that the cause of intracrustal anathexis is high-temperature metamorphism. However, a special study of the migmatites of orogenic metamorphic complexes in the Urals has shown that in the current erosion cut, the levels of generation of granite melts are not expos. [Rusin, 1979] and the widespread idea about autochthonous granite plutons with migmatites of root zones cannot be accepted without reliable substantiations.

Peak metamorphism and granite formation in the Wilson cycles, transformed in modern constructions into "supercontinental" cycles, as well as in the hypothesis of "orogenic cycles", were associated only with orogenic compression. At the same time, back in the seventies of the last century S.N. Ivanov, on the basis of a formal formation analysis of the Late Precambrian strata of the Urals, put forward the idea of a possible connection between regional meamorphism and rift tension and tearing breaking of the plates. Further studies led to the development of a new concept for the complete large cycle of development of the lithosphere in Phanerozoic mobile belts, which justifies the evolutionary trend and the regular change of the ensial regimes by ency- ensimatic ones [Ivanov, Rusin, 1986; Ivanov et al., 1986]. The most important element of this concept is that, unlike the Wilson cycle, it is not establishes a fact of break of the plates, but a detailed analysis of the mechanisms of such break and the extreme duration and geodynamic nature of the processes and events associated with it are justified. In the light of modern knowledge, it can be assumed that the primary cause of the generation and development of the world system of the Phanerozoic mobile belts were pulsation functioning of mantle plumes originating at the core and mantle boundary. These process provided periodic penetration into the lithosphere of high-heated deep material, which caused the pre-rifted uplifts of the earth's crust (ensialian orogeny), anorogenic magmatism and various metamorphic rock transformations [Ivanov, Rusin, 1997], which were followed by periods of rest, denudation of uplifts and accumulation of transgressive series of sediments. At the present time, the ensialiac origin and connection of the Late Precambrian intracratonic belts with lithospheric extension is practically not disputed by anybody, and the disputes are, perhaps, only the nature of the Late Precambrian orogenies [Ivanov, Rusin, 2000]. In our interpretation, these are the ensial orogeny, caused by the pre-rifting -rhythmic uplifts of the earth's crust. They do not complete, but precede the formation of sedimentary basins, and this is their fundamental difference from collisional orogenesis. In the Bashkir stratotype of the Urals, the most powerful impulse of magmatism was associated with the Elson event (~1.4 Ba), magmatic processes were recorded in a time interval of 750–550 Ma, and any evidence of the Grenville endogenous activity with which the formation of Supercontinent Rodinia, cannot be found. Representations about the completion of the sedimentation epochs with folded orogenesis are a tribute to tradition. In the Urals, the folded deformations of the Late Precambrian strata were caused by the late Paleozoic collision. Angular disagreements are an indispensible element of sedimentary basins associated with lithospheric stretching, can be erosive in nature, so reference to them as evidence of structural rearrangements or compression phases cannot be considered correct.

One can speak of the undoubted similarity of the geodynamic regimes of the Riphean and the Lower Proterozoic, characterized by the same duration (about 1 Ba) and the temporal comparability of successive epochs of sedimentation associated with riftogenic environments [Negruta, 2007]. The transgressive sequence in the series of sedimentary formations is distinctly expressed both in the Riphean and Proterozoic mobile belts on all continents, and this gives grounds to believe that in all cases the source of drift was the pre-critealrifting uplifts of the earth's crust (ensialic orogens). At the same time, it can be argued that the formation of Proterozoic sedimentary basins associated with the expansion resulted only in local (type of Red Sea) breaks of plates, subduction in which is hardly possible. A good coincidence of the contours of the archaean craton blocks indicates a relatively small lateral displacement of blocks. In the light of modern knowledge, the frequency activation of riftogenic processes in the Proterozoic mobile belts is consistent with the notion of a very long pulsational functioning of the deepest plumes ("superplumes"). The evidence of these processes is the mafite-ultramafic magmatism, which is widely manifested in Proterozoic belts. It can be assumed that with this magmatism, the buildup of the lower crust could be associated with the mechanism of

"dry" plume underplating with subsequent anatexis in the conditions of a deficiency of water fluid (the batholytes of anorthosite-mangerite-rapakivigranite formation).

Less definite now is the geological development of the Earth in the archaean, which lasted for about 2 billion years [Early history..., 1980]. The Isua supra-crustal complex in West Greenland is interpreted as a local manifestation of the oldest stage (3.85 Ba) of volcanism and sedimentation, and the boundary of about 3.5 Ba, as the completion of the formation of the tonalite-trondhjemite-gneiss (TTG) continental crust [Glebovitsky, Shemyakin , 1995]. From this boundary, the formation of Archean greenstone belts begins, the most studied of which is Barberton in the Kaapval Craton (3.5–3.1 Ba). High-magnesian volcanics, calc-alkaline rocks and sediments of shallow and continental facies are involved in the structure of this belt. Terrigenous-sedimentary rock complexes are also present in the Late Archean greenstone belts. Taking into account the thermal state of the Archean lithosphere, which controlled the composition of the volcanic complexes, it can be assumed that the conditions for the accumulation of sedimentary strata in the Archean belts did not differ in principle from the Proterozoic ones. The absence in the archaean of the ophiolites [Kröner, 1981; Hamilton, 1998] excludes the possibility of separating both the Wilson cycles and the complete geodynamic cycle of S.N. Ivanov.

The leading role of continental rifting in the Proterozoic history of the Baltic Shield and other Archean cratons is now recognized by many researchers. The reason for the appearance at the beginning of the Paleoproterozoic of the global system of mobile belts could be a cardinal reorganization of the mantle structure. It can be assumed that the deepest plumes that pulsationally function throughout the Paleoproterozoic began to germinate only at the beginning of the Proterozoic, replacing numerous plumes in the intensely convecting mantle, which formed a relatively chaotic system of Archaean greenstone belts [Kröner, 1981]. In the Paleoproterozoic, the global system or systems of mobile belts acquired more orderliness, and the absence of indisputable data on significant displacements of plates makes it probable that pulsate deep plumes occupy a fixed position for a very long period (not less than 1 Ba). These assumptions can also be attributed to the superplumes that caused the emergence of the Riphean-Vendian world system of mobile belts at the beginning of the Neoghei. The development of this system eventually led to a rigid form of plate tectonics, their rupture and the formation of ocean basins. Significant lateral displacements of lithospheric plates in the Phanerozoic can be explained by common-mantle convection and it was the superplumes that could be responsible for its occurrence. It is quite difficult to clearly define this important boundary, but it is with this that subduction is becoming the main process of creating the crust. Apparently this is the fundamental difference between the Phanerozoic and Precambrian history of the geological development of the Earth, including the specificity of granite-forming processes.

REFERENCES

Glebovitsky V.A., Shemyakin V.M. The main boundaries of geological evolution of the Earth in the early Precambrian. M.: AOZT "Geoinformmark", 1995. 48 p.

Ivanov S.N., Rusin A.I. Continental rift metamorphism // Geotectonics, 1997. V. 31. N 1. P. 3-15.

Ivanov S.N., Rusin A.I. Late Vendian tectonic evolution of the Urals // Geotectonics, 2000. V. 34. № 3. P. 187-197.

Miyashiro A., Aki K., Senor A.M.C. Orogeny. Chichester – New York. J. Wiley and Sons lmt. 1982. 242 p.

Negrutsa V.Z. Karelia in comparison with Riphean and Phanerozoic: geotectonic and chronological aspects // Fundamental problems of geotectonics. Moscow: GEOS, 2007. P. 45-48.

The Early history of the Earth (Edited by Brian F. Windley). London – Toronto. J. Wiley and Sons lmt. 1976.

Rusin A.I. Migmatites of metamorphic complexes of the Urals // Metamorphism of the Urals rocks. Sverdlovsk: UNSC of the USSR Academy of Sciences, 1979. P. 62-100.

Rusin A.I. Orogenic (collision) metamorphism in the Urals. // Geology of the Urals and adjacent territories. Ekaterinburg: UB RAS, 2007. P. 63-74.

Trondhjemites, dacites, and related rocks (Edited by F. Barker). Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam – New York, 1979.

Fershtater G.B. Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and South Urals // Ekaterinburg: UBr RAS, 2013. 368 p.

England P.C. Diffuse continental deformation: length scales, rates and metamorphic evolution. Tectonic setting of regional metamorphism // Phil. Trans. R. Soc. Lond., 1987. V. 321. N 1557. P. 3-22.

Hamilton W.B. Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics // Precambrian Res., 1998. Vol. 91. P. 143-179.

Ivanov S.N., Krasnobayev A.A., Rusin A.I. Geodinamic regimes in the Precambrian of the Urals // Precambrian Research, 1986. N 33. P. 189-208.

Ivanov S.N., Rusin A.I. Model for the evolution of the linear folds in the continents: example of the Urals // Tectonophysics, 1986. N 127. P. 383-397.

Kröner A. Precambrian crustal evolution and continental drift // Geologische Rundschau, 1981. B.70. H. 2. P. 412-428.

Wyllie P.J. Crustal anatexis: an experimental review // Tectonophysics, 1977. V. 43. P. 41-71.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРОГРАММНОГО КОМПЛЕКСА SIROQUANT ДЛЯ КОЛИЧЕСТВЕННОГО РЕНТГЕНОФАЗОВОГО АНАЛИЗА ГРАНИТОВ

Рянская А.Д., Гуляева Т.Я.

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. ЗаварицкогоУрО РАН, Екатеринбург, Россия, tosenka2008@gmail.com

Постоянный интерес к изучению гранитоидово бусловлен рядом причин: а) они являются самыми распространенными породами верхней континентальной коры Земли, б) как остальные интрузивные породы, гранитоиды являются отражением глубинной геологической деятельности, в) они тесно связаны с тектоникой и геодинамикой [Bonin, 2007]. Примерно 86 об. % верхней континентальной коры имеет гранитный состав; в меньших количествах граниты встречаются и в нижней континентальной коре, океанической коре, верхней мантии и метеоритах [Bonin, 2007]. Граниты классифицируются по минеральному и элементному составу (как основному, так и примесному) и по исходным породам – источникам происхождения [Bonin, 2007].

Традиционный количественный рентгенофазовый анализ гранитов обычно затруднен присутствием целого ряда минеральных фаз. Минеральный состав таких многокомпонентных смесей наиболее корректно может быть определен с помощью полнопрофильного рентгенофазового анализа. Полнопрофильный рентгенофазовый анализ по Ритвельду основан на компьютерной подгонке расчетных рентгеновских дифрактограмм смесей к экспериментальным на основе минимизации отклонения «расчет-эксперимент» при варьировании набора переменных [Taylor, 2004; Рянская и др., 2015].Одним из наиболее мощных современных программных продуктов, реализующих метод Ритвельда для фазового анализа, является программа SiroQuant (Sietronics, Австралия) [Taylor, 2004]. Критерием правильности результатов полнопрофильного рентгенодифракционного анализа служит соответствие элементного состава проб, рассчитанного по их фазовому составу, элементному составу, определенному независимым методом (РФА, ИСП-АЭС, ИСП-МС и др.) [BishandPlotze, 2011]. Количественный бесстандартный полнопрофильный рентгенофазовый анализ дифрактограмм, реализованный в программном комплексе SiroQuant, с использованием встроенной базы данных позволяет производить пересчет содержания минералов в оксиды для сопоставления с данными по элементному составу, полученными независимыми методами элементного анализа.

Целью работы являлось определение и уточнение количественного фазового состава ряда стандартных образцов гранитовс использованием программного комплекса SiroQuant, а также оценка его правильности посредством определения основного элементного состава по дифрактограммами сравнения его с аттестованными величинами.

В данной работе исследовались четыре стандартных образца гранитов:

1. ГСО состава и свойств СГ-1А (альбитизированный гранит, ГСО 520-84П, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН);

2. ГСО состава и свойств СГ-3 (щелочной агпаитовый гранит, ГСО № 3333-85, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН);

3. Образец гранита программы GeoPT [Thompson, 2002] MGT-1 (Центральная геологическая лаборатория, Улан-Батор, Монголия);

4. Образец гранита программы GeoPTGRI-1 (USGS, США).

Дифрактограммы получены с использованием рентгеновского дифрактометра SHIMADZU XRD-7000. Условия проведения – фильтрованное медное излучение в диапазоне брэгговских углов 2Θ 3–70°, скорость съемки 1°/мин, масса навески – около 2 г. Образцы имели диаметр 25 мм, толщину – не более 2.5 мм. При подготовке проб обеспечивали плоскую и строго параллельную каемке кюветы поверхность образца, избегая, по возможности, возникновения нежелательной текстуры по граням кристаллитов за счет прессования. Предварительный качественный рентгенофазовый анализ проведен по основным рефлексам с использованием базы данных PowderDiffraction File-2 по методике [МИ №88-16360-119-01.00076-2011]. Количественный полнопрофильный рентгенофазовый анализ и расчет концентраций породообразующих элементов SiO_2, Na_2O, Al_2O_3, K_2O, MgO, Fe_2O_3 и воды H_2O проведен с помощью программного комплекса SiroQuant (Sietronics, Австралия) в соответствии с работой [Рянская и др., 2015].

Типичная дифрактограмма образца гранита приведена на рис. 1. Результаты рентгенофазового анализа и рассчитанные в программе SiroQuant содержания основных породообразующих элементов и воды в сопоставлении с аттестованными данными приведены в табл. 1 и 2 и на рис. 2.

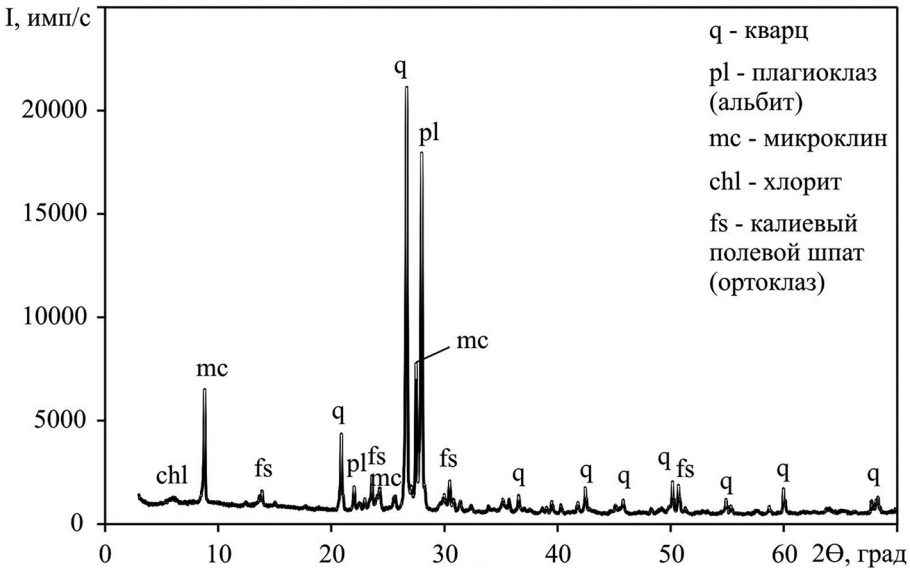


Рис. 1. Дифрактограмма образца гранита GRI-1.

Таблица 1. Результаты количественного рентгенофазового анализа стандартных образцов гранитов

Образец	СГ-1А	СГ-3	GRI-1	MGT-1
Кварц, %	25.8	32.2	37.5	32.3
Альбит, %	48.9	29.6	35.1	30.7
Микроклин, %	19.1	26.6	10.6	22.8
Биотит, %	6.1	0	7.6	5.2
Эгирин, %	0	5.9	0	0
Рибекит, %	0	5.2	0	0
Циркон, %	0	0.1	0	0
Астрофиллит, %	0	0.3	0	0
Ортоклаз, %	0	0	8.3	2.5
Хлорит, %	0	0	0.9	1.8

Таблица 2. Результаты расчета концентраций породообразующих элементов в образцах гранитов с использованием SiroQuant (SQ) и их сопоставление с аттестованными величинами

Образец	СГ-1А		СГ-3		GRI-1		MGT-1	
Оксид	Аттестовано	SQ	Аттестовано	SQ	Аттестовано	SQ	Аттестовано	SQ
SiO_2, %	73.36	73.73	74.76	75.72	68.66	76.52	72.35	73.86
Na_2O, %	5.46	5.78	4.24	4.65	3.968	4.15	3.65	3.63
Al_2O_3, %	13.84	13.55	10.64	10.63	15.92	11.12	14.03	12.5
K_2O, %	4.14	3.73	4.64	4.53	4.57	3.82	4.67	5.2
Fe_2O_3, %	2.23	2.51	4.5	4.34	2.866	3.1	2.42	2.93
H_2O, %	0	0	0.27	0.01				
ZrO_2, %	0	0	0.047	0.1				
MgO, %	0.05	1.27	0.1	0.02	0.75	1.88	0.38	1.75
TiO_2, %	0	0	0.26	0.04	0.476		0.29	

Как видно из таблиц и рис. 2, полученные данные хорошо согласуются с аттестованными величинами. Таким образом, программа SiroQuant позволяет одновременно получать данные как по фазовому, так и по основному элементному составу и определять содержания SiO_2, Na_2O, Al_2O_3, K_2O, MgO, Fe_2O_3, H_2O.

С использованием программного комплекса SiroQuant определен фазовый состав ряда стандартных образцов гранитов; для ГСО СГ-1А и СГ-3 проведено уточнение фазового состава, для образцов MGT-1 и GRI-1 определен минеральный состав.

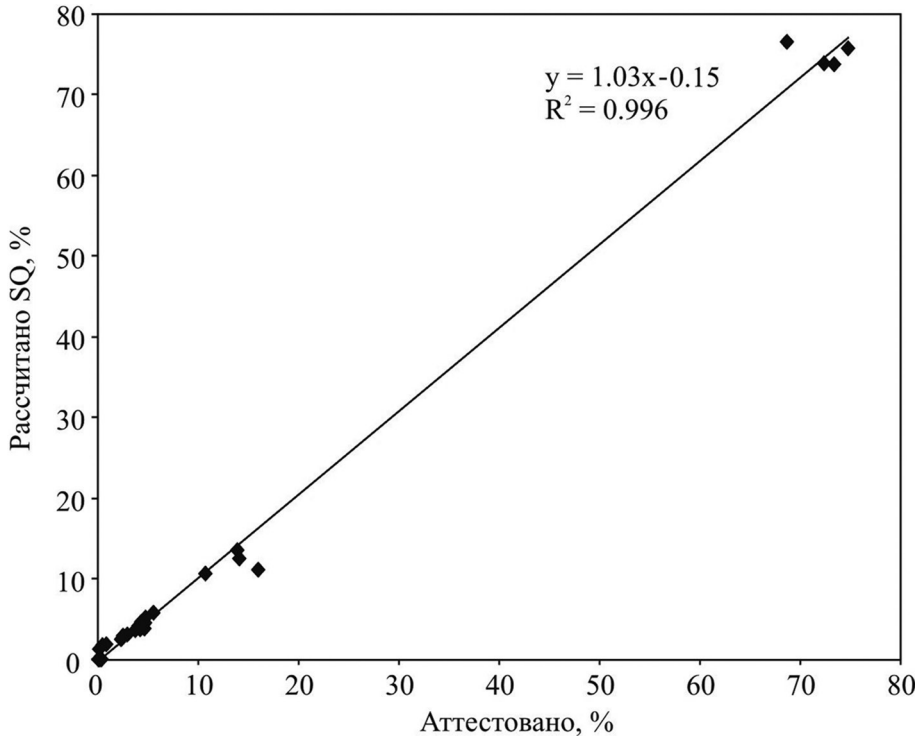


Рис. 2. Результаты графического сопоставления содержания породообразующих элементов, рассчитанных в программе SiroQuant, с аттестованными величинами.

Рассчитанные содержания основных породообразующих элементов удовлетворительно согласуются с аттестованными величинами, что свидетельствует о правильности результатов полнопрофильного рентгенодифракционного анализа гранитов.

Работа выполнена в ЦКП «Геоаналитик».

ЛИТЕРАТУРА

МИ №88-16360-119-01.00076-2011. Горные породы и минералы. Идентификация фазового состава с использованием дифрактометра XRD-7000 фирмы “Shimadzu”. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2011. 9 с.

Рянская А.Д., Щапова Ю.В., Гуляева Т.Я., Галахова О.Л., Петрищева В.Г., Горбунова Н.П., Татаринова Л.А. Полнопрофильный рентгенодифракционный анализ фазово-минерального состава пород-коллекторов нефти и газа с использованием программы SiroQuant (на примере искусственных смесей). Ежегодник-2014. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 162, 2015, с. 267-275.

Bish D.L., Plotze M. X-ray powder diffraction with emphasis on qualitative and quantitative analysis in industrial mineralogy // EMU notes in mineralogy. V. 9. Advances in the characterization of industrial minerals / Ed. G.E. Christidis. L.: EMU and MSGB, 2011. P. 35-76.

Bonin B. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects // Lithos. V. 97. Issues 1–2. 2007. P. 1-29.

Taylor J.C. Rietveld made easy: a practical guide to the understanding of the method and successful phase quantifications. Canberra, Australia: Sietronics Pty Limited, 2004.

Thompson M. GeoPT™. Protocol for the operation of proficiency testing scheme // International Association of Geoanalysts. 2002.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ПОСТКОЛЛИЗИОННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Савко К.А., Самсонов А.В.**, Терентьев Р.А.*, Базиков Н.С.*, Кориш Е.Х.**

*Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия, ksavko@geol.vsu.ru
**Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия, samsonovigem@mail.ru

Воронежский кристаллический массив включает Курский архейский блок и западную часть палеопротерозойского Волго-Донского орогена [Bogdanova e tal., 2016], состоящую из Воронцовского, Лосевского и Донского террейнов (рис. 1). Метаморфизм с возрастом 2.07 млрд лет зафиксирован в палеопротерозойских структурах Курского блока и Волго-Донском орогене. Его причиной стала коллизия Волго-Уральского мегаблока и Сарматии на рубеже около 2.1 млрд лет назад. В период 2.05–2.07 млрд лет происходил распад коллизионного орогена, образовавшегося при столкновении Сарматии и Волго-Уралии, следствием которого было синхронное (≈2.06 млрд лет) внедрение постколлизионных гранитоидов, диоритов, базитов и гипербазитов в Воронцовском террейне, монцогранитов, гранитов и диоритов в Лосевском террейне. В пределах Курского блока магматизм был представлен гранитоидами I-типа, базит-гипербазитами, а также вулканитами бимодальной серии.

Гранитоиды Воронцовского террейна. Воронцовский террейн в осевой части Волго-Донского орогена сложен ювенильными палеопротерозойскими метаосадками, сформированными, по-видимому, при разруше-

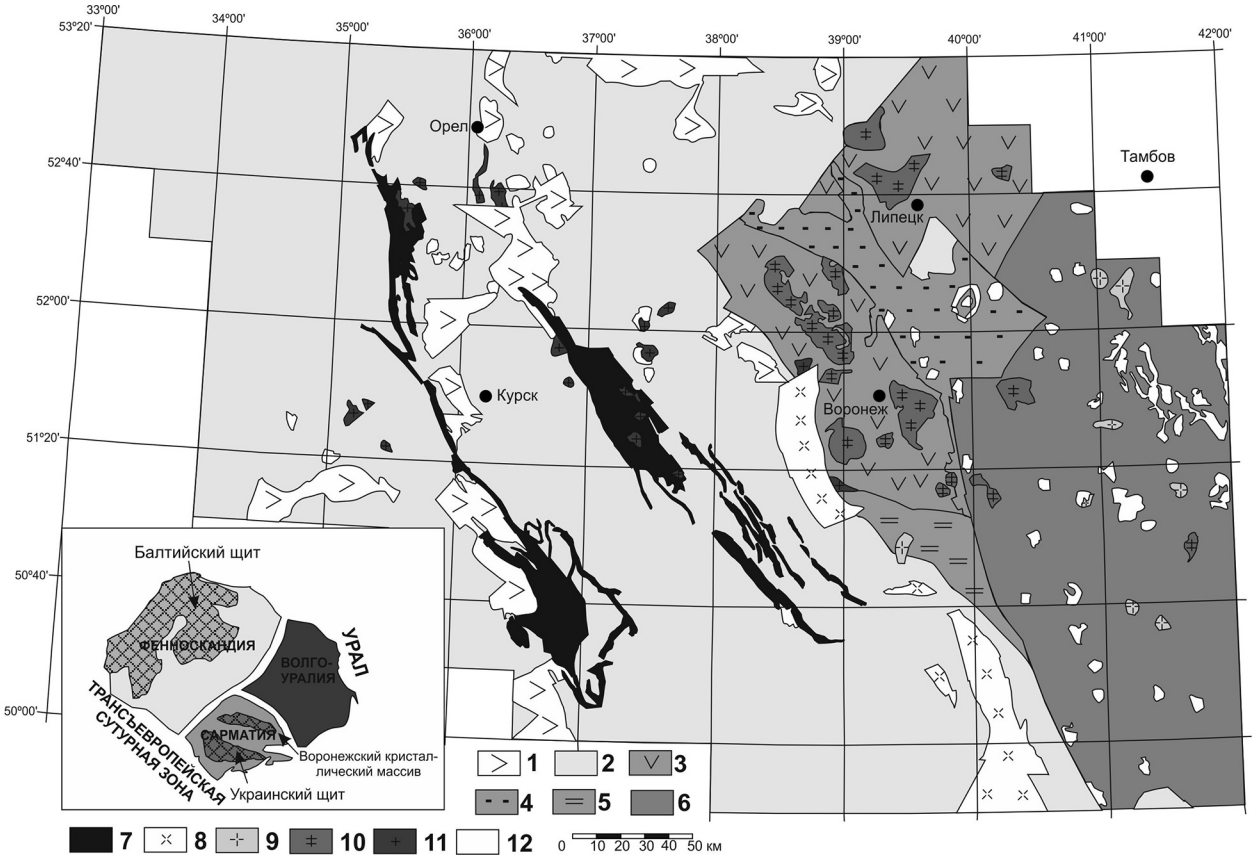


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Воронежского кристаллического массива.

1 – ТТГ-ассоциация Курского блока; 2 – прочие архейские породы Курского блока; 3 – палеопротерозойская лосевская серия (Лосевский террейн); 4 – палеопротерозойская воронежская свита (Лосевский террейн); 5 – палеопротерозойская донская серия (Донской террейн); 6 – палеопротерозойская воронцовская серия (Воронцовский террейн); 7 – палеопротерозойские синформы Курского блока; 8 – до- и синколлизионные гранитоиды; 9 – А-гранитоиды; 10 – S-грантоиоды; 11 – I-гранитоиды; 12 – габброиды.
Схема Восточно-Европейской платформы по [Bogdanova et al., 2016].

нии островодужных построек с возрастом 2.2–2.1 млрд лет. Гранитоидные массивы, прорывающие метаосадки, различны по размерам – от 1–7 км^2 до свыше 60 км^2, часто композитных, включающих диориты,габбродиориты и нориты и весьма разнообразны по составу: от лейкократовых мусковитовых гранитовдо гранодиоритов, кварцевыхмонцонитов и кварцевых диоритов. Жильная фация представлена аплитами и пегматитами. Контрастные по геохимии граниты S- и A-типов имеют близкие изотопно-геохимические характеристики – εNd(2060) от +2.0 до +2.6, предполагающие очень короткую коровую предысторию их источников.Граниты S-типа образуют самостоятельные массивы преимущественно на западном фланге Воронцовского террейна. Они являются перглиноземистыми, обеднены Ca, Mg, Ti, Sr, Ba, Nb, Zr,Y и REE с резким истощением тяжелыми лантаноидами и рассматриваются как продукты плавления метаосадков в краевой части террейна [Савко и др., 2014а].

Граниты A-типа установлены только в восточной части террейна и обычно ассоциируют с базитами. Они обогащены Fe, Ti,P, Zr, Hf, Y, REE с сильным фракционированием лантаноидов и резкими отрицательными аномалиями Eu. По содержаниям Ga и Nb и отношениям Rb/Nb и Y/Nb они относятся к постколлизионным гранитам A2-типа, образование которых происходило в осевой части террейна в условиях сокращения мощности коры. A2 граниты являются продуктами дифференциации внедрившихся в нижнюю кору базитовых магм, испытавших интенсивную контаминацию коровым материалом. Геохимические и изотопные характеристики гранитов S- и A-типов, их синхронность и латеральная обособленность в Воронцовском террейне предполагают ихсвязь с постколлизионной тектоникой при распаде коллизионного орогена.

Постколлизионные гранитоиды Лосевского и Донского террейнов. Лосевский террейн находится на сочленении Курского архейского блока и палеопротерозойского Воронцовского террейна (рис. 1). Гранитоиды занимают около 20 % территории террейна, образуя крупные куполовидные массивы площадью 150–540 км^2 и более мелкие штоки. Интрузивы прорывают метаосадочные и метавулканогенные породы и сложены тондьемитами и гранодиоритами с подчиненной ролью амфибол-биотитовых тоналитов в краевых частях интрузивов. Гранитоидыявляются мета- и перглиноземистыми, низкокальциевыми, высоконатровыми низкощелочными. Они обогащены крупноионными литофильными элементами и имеют дифференцированный характер распределения РЗЭ. Геохимически граниты относятся к S-типу (западные массивы) и к I-типу (восточные массивы). Граниты S-типа характеризуются положительными значениями εNd(2060) = +2.1…+5.6, что подразумевает их формирование за счет ювенильных палеопротерозойских источников – метаосадочных и метавулканогенных пород лосевской серии [Terentiev et al., 2016]. Граниты I-типа характеризуются слабо отрицательными значениями εNd(2060) = –0.5, предполагающие смешанный архейско-палеопротерозойский источник.

Донской террейн, сложенный преимущественно палеопротерозойскими гранодиоритогнейсами, находится южнее Лосевскогои также отделяет Курский архейский блок и палеопротерозойский Воронцовский террейн. Прорывающие гранодиоритогнейсы гранитоиды представлены синскладчатыми гнейсовидными гранитоидамипавловского и постколлизионными гранитами лискинского комплексов. Постколлизионные граниты A-типа в Донском террейне представлены единственным Лискинским массивом площадью около 105 км^2 [Терентьев, 2016].

Постколлизионные гранитоиды Курского блока. Постколлизионный интрузивный магматизм в пределах Курского блока в основном приурочен к крупным палеопротерозойским сиформам, сформировавшимся около 2.2 млрд лет назад, и представлен диорит-гранодиоритовыми массивами площадью от 2.5 до 26 км^2, и многочисленными дайками, прорывающими палеопротерозойские осадочно-метаморфические толщи и мезоархейские гнейсово-мигматитовые комплексы (рис. 1). Отдельные массивы имеют зональное строение: периферические зоны сложены диоритами, которые через кварцевые диориты постепенно переходят в гранодиориты в центральных частях интрузий.

Гранодиориты и диориты структуры представлены метаглиноземистыми, субщелочными гранитоидами I-типа, обедненными Ni и Cr, умеренно обогащенными литофильными элементами, особенно Ba и Sr, с сильным фракционированием тяжелых и легких РЗЭ, отсутствием значительных Eu аномалий. Диориты в этих массивах отличаются менее радиогенным изотопным составом неодима εNd(2060) (–7.2…–9.3), чем гранодиориты εNd(2060) (–6.1…–3.4) [Савко и др., 2014б]. Монцониты с более высокими содержаниями щелочей, литофильных, РЗЭ и радиогенного Nd (εNd = –1.7) отличаются от типичных гранитов A-типа умеренной железистостью и концентрациями высокозарядных элементов.

Существенный вклад в петрогенезис гранитоидов архейского корового субстрата, представленного мезоархейской ТТГ ассоциацией [Щипанский и др., 2007], не вызывает сомнений. Эти гнейсы слагают основной объем Курского блока, имеют долгую коровую предысторию (εNd_{2060} от –11 до –17) и могли обеспечивать низкорадиогенный изотопный состав неодима в гранитоидах Курского блока. Однако только коровое плавле-

ние не могло продуцировать расплавы, материнские для постколлизионных гранитоидов. Во-первых, на это указывает широкое развитие диоритов, которые не могут быть получены при плавлении кислых коровых пород. Во-вторых, модель переплавления корового субстрата не согласуется с изотопно-геохимическими данными, которые фиксируют более радиогенный по сравнению с ТТГ-гнейсами изотопный состав неодима в диоритах (εNd(2060) = –9.3…–7.2) и гранодиоритах (εNd(2060) от –6.0 до –6.1). Об участии палеопротерозойских мантийных расплавов в качестве второй компоненты в петрогенезисе гранитоидов напрямую свидетельствуют габброиды и диориты, присутствующие в виде изолированных массивов, либо как компоненты комбинированных массивов.

Мантийные базитовые расплавы с одной стороны служили источником тепла для плавления коры, с другой стороны сами внедрялись в кору. При высокой степени контаминации их коровым материалом образуются диоритовые расплавы с низкорадиогенным изотопным составом неодима (εNd(2060) = –9.3…–7.2). Формирование их первичных расплавов происходило при небольших давлениях в области, где гранат уже неустойчив, о чем свидетельствуют невысокие значения отношения (Gd/Yb)n ≈ 2 в диоритах.

Монцониты контрастно отличаются по составу от других типов пород (габбро, диоритов и гранодиоритов) и характеризуются высоко радиогенным изотопным составом неодима (εNd(2060) = –1.7). Зарождение их расплавов происходило в нижней коре при высоких давлениях в поле устойчивости граната $(Gd/Yb)_n \approx 4$. Эти данные подтверждаются распределением радиогенного неодима в коре: на более глубинных уровнях содержание радиогенного Nd увеличивается из-за постоянного подслаивания основания коры ювенильными мантийными магмами.

Гранодиориты сформировались на разных уровнях глубинности в очагах плавления и представляют собой продукты высокой степени плавления корового субстрата (>60 %) и не имеют генетической связи с диоритами, что также подтверждается разрывом их составов между 65 и 63 мас. % SiO_2. При относительной близости составов, гранодиоритовые магмы образовались как в более [$(Gd/Yb)_n \approx 4$], так и в менее глубинных условиях[$(Gd/Yb)_n \approx 2$].

Выводы. Постколлизионный кислый магматизм Воронежского массива с возрастом около 2.06 млрд лет представлен широким разнообразием гранитов, совмещенных в пространстве и времени, включающим S-, A- и I типы. Такое многообразие обусловлено различиями в строении литосферы, в составе и длительности предыстории корового субстрата, температур, глубин и степени плавления и коровой контаминацией, а также процессами фракционной кристаллизации при внедрении в нижнюю кору базитовых магм вследствие распада коллизионного орогена.

ЛИТЕРАТУРА

Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н., Ларионова Ю.О., Базиков Н.С. Палеопротерозойские граниты A- и S-типов востока Воронежского кристаллического массива: геохронология, петрогенезис и тектоническая обстановка формирования // Петрология. 2014а. Т. 22. № 3. С. 235-264.

Савко К.А., Самсонов А.В., Базиков Н.С., Козлова Е.Н. Палеопротерозойские гранитоиды Тим-Ястребовской структуры Воронежского кристаллического массива: геохимия, геохронология и источники расплавов // Вестн. Воронежского ун-та. Сер. геол. 2014б. № 2. С. 56-78.

Терентьев Р.А. Петрография и геохронология гранитов Лискинского плутона Воронежского кристаллического массива // Вестн. Воронежского ун-та. Сер. геол. 2016. № 3. С. 43-52.

Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю. Ларионова Ю.О. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 1. С. 43-70.

Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Garetsky R.G. EUROPE – East European Craton // Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier, 2016.

Terentiev R.A., Savko K.A., Santosh M., Korish E.H., Sarkisyan L.S. Paleoproterozoic granitoids of the Losevo terrane, East European Craton: Age, magma source and tectonic implications// Precambrian Research. 2016. V. 287. P. 48-72.

THE PALEOPROTEROZOIC POSTCOLLISIONAL GRANITE MAGMATISM OF THE VORONEZH CRYSTALLINE MASSIF

Savko K.A., Samsonov A.V.**, Terentiev R.A.**, Bazikov N.S.*, Korish E.Kh.**

*Voronezh State University, Voronezh, Russia, ksavko@geol.vsu.ru
**Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia, samsonovigem@mail.ru

Voronezh Crystalline Massif includes the Archean Kursk block and western part of the Paleoproterozoic Volga-Don foldbelt [Bogdanova et al., 2016] consisting of Vorontsovsky, Losevsky, and Donskoy terranes (Fig. 1). 2.07 Ga metamorphism during thecollision of the Archean cores of Sarmatia andVolgo-Uralia at 2.1 Ga is fixed in all the Paleoproterozoic structures of the Kursk block and in the Volga-Don foldbelt. After the collision of Sarmatia and Volgo-Uralia the collision orogen was collapsed, which resulted in the synchronous (~2.06 Ga) intrusion of postcollisional granitoids, diorites, basites and ultrabasites in Vorontsovsky terrane, monzogranites, granites and diorites in Losevsky terrane. In the Kursk block there are I-type granites, basites, ultrabasitesand also volcanics of the bimodal series.

Granites of Vorontsovsky terrane. Vorontsovsky terranein the axial part of the Volga-Don foldbelt is composed of juvenile Paleoproterozoic metasediments, apparently formed during the destruction of island-arc structures with an age of 2.2–2.1 Ga. The granite massifs intruding metasediments differ insize from 1–7 km^2 to >60 km^2, are often composite, includediorites, gabbrodiorites, and norites and are highly diverse incomposition: from leucocratic muscovite granites togranodiorites, quartz monzonites, andquartz diorites. The vein facies is aplites and pegmatites. Geochem-

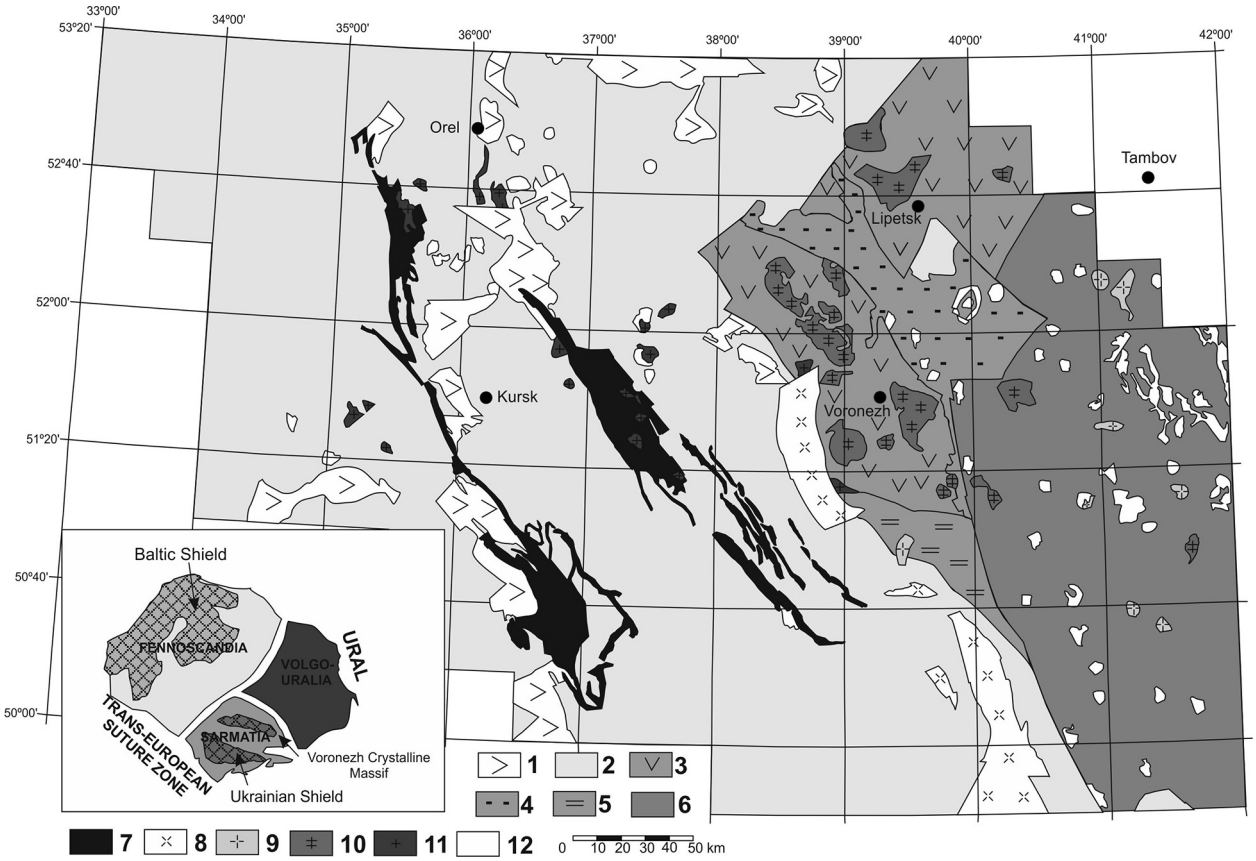


Fig. 1. Schematic geological map of Voronezh Crystalline Massif.

1 – TTG-association of Kursk block; 2 – other Archean rocks of Kursk block, 3 – Paleoproterozoic Losevo group (Losevsky terrane); 4 – Paleoproterozoic Voronezh group (Losevsky terrane); 5 – Paleoproterozoic Donskaya group (Donskoy terrane); 6 – Paleoproterozoic Vorontsovka group (Vorontsovsky terrane); 7 – Paleoproterozoic Kursk block synforms; 8 – pre- and syncollisional granitoids; 9 – A-granitoids; 10 – S-granitoids, 11 – I-granitoids, 12 – gabbroids.
East European Platform scheme after [Bogdanova et al., 2016].

icallycontrasting S- and A-granites, which were producedwithin a narrow age range (2.05–2.07 Ga) and havesimilar isotopic-geochemical characteristics [εNd(T)from +2.0 to +2.6], which suggest that their sourceshave a very brief crustal prehistory. The S-granites compose individual massifsmostly in the western flank of the Vorontsovsky terrane. These are peraluminous rocks depleted in Ca,Mg, Ti, Sr, Ba, Nb, Zr, Y, and REE, are stronglydepleted in HREE, and are thought to be produced viathe melting of metasediments in a marginal part of the terrane [Savko et al., 2014a].

The A-granites were found only in the easternpart of the Vorontsovsky terrane and are usuallyaccompanied by mafic rocks. The granites areenriched in Fe, Ti, P, Zr, Hf, Y, and REE, with thestrong fractionation of REE and deep negative Euanomalies. According to their Ga and Nb concentrations and Rb/Nb and Y/Nb ratios, these are postcollisional granites of the A2 type, which were formed inthe axial part of the Vorontsovsky terrane at decreasingcrustal thickness. The A2-granites were generated bythe differentiation of mafic magmas, which wereemplaced into the lower crust and were intensely contaminated by crustal material. The geochemical and isotopic characteristics ofthe S- and A-granites, their close ages and their spatialseparation from one another in the Vorontsovsky terrane suggest their relations with postcollisional tectonics during the breakup of the collisional orogen.

Postcollisional granitoids of Losevsky and Donskoy terranes. The Losevsky terrane lies between the Kursk block and Vorontsovsky terrane (Fig. 1). Granitoids constitute about 20 % of the terrane and form batholiths (150–540 km^2) and stocks. They intrude metasediments and metavolcanics and are composed of trondhjemites and granodiorites with the subordinate role of amphibole-biotite tonalites in the marginal parts of the intrusions. Granites belong to metaluminous and peraluminous, low Ca, low alkali, high Na type. They are enriched in large ion lithophile elementsand have a differentiated REE distribution. Geochemically, granites belong to the S-type (western massifs) and to the I-type (eastern massifs). The S-type granites show positive εNd values ranging from +2.1 to +5.7, suggesting magma derivation fromjuvenile Paleoproterozoic sources. In contrast, the I-type granites show slightly negative εNd value of –0.5, suggesting that the magma sources involved a mixture of Archeanand Paleoproterozoic components [Terentievetal., 2016].

Donskoy terrane, composed mostly of Paleoproterozoic granodiorite-gneisses, is located southwards to Losevky terrane and separates Archean Kursk block and Paleoproterozoic Vorontsovsky terrane. The intruding granodiorite-gneisses and granitoids are synchronous to folding gneiss-like Pavlovsk complex granitoids and postcollisional Liski complex granites. Postcollisional A-granites at Donskoy terrane are presented only by Liski massif of about 105 km² [Terentiev, 2016].

Postcollisional granitoids of Kursk block. The postcollisional intrusive rocks within Kursk block are mainly connected with huge Paleoproterozoic synforms formed about 2.2. Ga. These are diorite-granodiorite massifs of 2.5 to 26 km² and numerous dykes, which intrude Paleoproterozoic sedimentary-metamorphic sequences and Mesoarchean gneiss-migmatite complexes (Fig. 1). Some massifs are zonal: peripheral zones are composed of diorites, middle zones are composed of quartz diorites, and central zones are composed of granodiorites.

Granodiorites and diorites of the block are metaluminous, subalkali I-granitoids, depleted in Ni and Cr, moderately enriched in lithophile elements (especially Ba and Sr), with strong fractionation of HREE and LREE and the absence of significant Eu anomalies. The diorites in these massifs have the less radiogenic isotope composition of neodymium εNd(2060) (–7.2…–9.3) compared to the granodiorites εNd(2060) –6.1…–3.4) (Savko et al, 2015b). Monzonites with higher concentrations of alkali, lithophile elements, REE and radiogenic Nd (εNd = –1.7) are different from typical A-granites by the moderate Feand high-charge elements concentrations.

There are no doubts about the significant contribution of Archean crustal substrate presented by the Mesoarchean TTG-association [Schipansky et al., 2007] to the granitoid petrogenesis. The TTG-association composes the most part of Kursk block, has long crustal prehistory (εNd_{2060} from –11 to –17) and it could be the reason of low radiogenic isotopic composition of Nd in the Kursk block granitoids. But the source melts of postcollisional granitoids could not only be produced by crustal melting. At first, it is confirmed by vast presence of diorites, which can not be produced as a result of felsic rocks melting. Secondly, crustal substrate melting model does not conform with the isotopic-geochemical data about more radiogenic Nd composition in diorites (εNd(2060) = –9.3…–7.2) and grandiorites (εNd(2060) from –6.0 to –6.1) compared to the one in TTG-association. The participation of Paleoproterozoic mantle melts as a second component of granitoid petrogenesis is directly confirmed by presence of gabbroids and diorites as isolated massifs or the components of complex massifs.

The mafic mantle melts, at first, were the heat source for crustal melting. On the other hand, they intruded the crust themselves. Their high contamination with the crustal material results in formation of diorite melts with low radiogenic Nd composition (εNd(2060) = –1.7). The origin of their melts took place in lower crust at high pressures in the field of garnet stability $(Gd/Yb)_n \sim 4$. This data is confirmed by the distribution of radiogenic Nd in the crust: at the deep levels the concentration of radiogenic Nd increases because of constant supplementation of juvenile mantle magmas under the crustal basement.

Granodiorites were formed at various depths at the melting centers. They are the products of high-grade crustal substrate melting (>60 %) and are not connected to the diorites genetically, with is confirmed by the gap in their composition between 65 and 63 wt % of SiO_2. While being relatively close in composition, the granodiorite magmas were formed both in more [$(Gd/Yb)_n \sim 4$] and less deeper conditions [$(Gd/Yb)_n \sim 2$].

Conclusions. Postcollisional felsic 2.06 Ga magmatism within the Voronezh Massif is presented by huge variety of granites, including S-, A- and I-granites, connected in time and space. Such diversity is caused by difference in lithosphere structure, crustal substrate composition and the duration of its crustal prehistory, temperature, depth, the grade of melting and crustal contamination, and also by the processes of fractional crystallization during the intrusion of mafic magmas in the lower crust due to breakup of collisional orogen.

REFERENCES

Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Garetsky R.G. EUROPE – East European Craton // Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier, 2016.

Savko K.A., Samsonov A.V., Larionov A.N., Larionova Yu.O., Bazikov N.S. Paleoproterozoic A- and S-granites in the eastern Voronezh Crystalline Massif: geochronology, petrogenesis, and tectonic setting of origin // Petrology. 2014a. V. 22. No. 3. P. 205-233.

Savko K.A., Samsonov A.V., Bazikov N.S., Kozlova E.N. Paleoproterozoic granitoids of the Tim-Yastrebovskaya structure of the Voronezh Crystalline Massif: geochemistry, geochronology, and melt sources // Vestnik Voronezhskogo Universiteta. Seria Geologiya. 2014b. No. P. 56-78.

Schipansky A.A., Samsonov A.V., Petrova A. Yu., Larionova Yu.O. Geodynamics of the Eastern Margin of Sarmatia in the Paleoproterozoic // Geotectonics. 2007. V. 41. No. 1. P. 38-62.

Terentiev R.A. The petrology and geochronology of granites from Liski pluton, Voronezh Crystalline Massif // Vestnik Voronezhskogo Universiteta. Seria Geologiya. 2016. No. 3. P. 43-52.

Terentiev R.A., Savko K.A., Santosh M., Korish E.H., Sarkisyan L.S. Paleoproterozoic granitoids of the Losevo terrane, East European Craton: Age, magma source and tectonic implications// Precambrian Research. 2016. V. 287. P. 48-72.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ПОСТКОЛЛИЗИОННЫЕ ВУЛКАНИТЫ БИМОДАЛЬНОЙ СЕРИИ КУРБАКИНСКОЙ СВИТЫ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Савко К.А., Цыбуляев С.В.

Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия, ksavko@geol.vsu.ru, stsybulyaev@bk.ru

Палеопротерозойские вулканиты широко распространены в пределах Воронежского кристаллического массива (ВКМ), образующего вместе с Украинским щитом мегаблокСарматию в структуре Восточно-Европейского кратона (рис. 1).

Михайловская структура (МС) является одной из самых крупных палеопротерозойских синформ протяженностью 60 км при ширине от 10 до 15 км. Она выполнена отложениями курской и оскольской серий. Разрез курской серии, слагающей крылья структуры, состоит из хемогенно-осадочных (железисто-кремнистых) и терригенно-осадочных пород, с несогласием залегающих на архейских гнейсах.

Породы курбакинской свиты залегают с размывом и угловым несогласием в ядре Михайловской синформы на отложениях курской серии. Разрез пород курбакинской свиты представлен толщей ритмично переслаивающихся терригенных метаосадков от грубообломочных до пелитовых. Вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы залегают среди терригенных в виде линз и пластов и представлены риолитами, дацитами и метабазальтами. Последние находятся в резко подчиненном количестве и представляют собой альбит-хлорит-актинолитовые породы мощностью первые десятки метров. Мощность потоков риолитов обычно не превышает 50–60 м. Все породы метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев.

Геохимические особенности кислых вулканитов: высокая железистость (X_{Fe} = 0.7–0.9), содержания щелочей ($Na_2O + K_2O$) = 5.5–10, низкие концентрации CaO (в основном <1 %), а также обогащение Ga (15–27 ppm), Zr (250–500), Nb (20–45), Y (50–100), REE (270–450) с глубокими отрицательными Eu аномалиями свидетельствуют о том, что они относятся к A2-типу постколлизионных гранитоидов [Цыбуляев, Савко, 2017].

Метабазиты характеризуются широким разбросом содержаний SiO_2 (43.2–51.7 мас. %) и щелочей Na_2O + + K_2O (2.0–4.3 мас. %). По содержанию MgO, Ni, Cr, высокозарядных и крупноионных элементов выделяется два типа базитов Б1 и Б2. Оба типа низкотитанистые TiO_2 (1.0–1.4 мас. %), характеризуются отсутствием Eu аномалий, почти пологим распределением HREE (Gd/Yb)n = 1.3–1.5 в Б1 и немного более фракционированным в Б2 (Gd/Yb)n = 1.65–1.80. Базиты Б2 обогащены Th (8–14 ppm), U = 3.5–5.3, Rb = 12–40 и Ba = 400–650

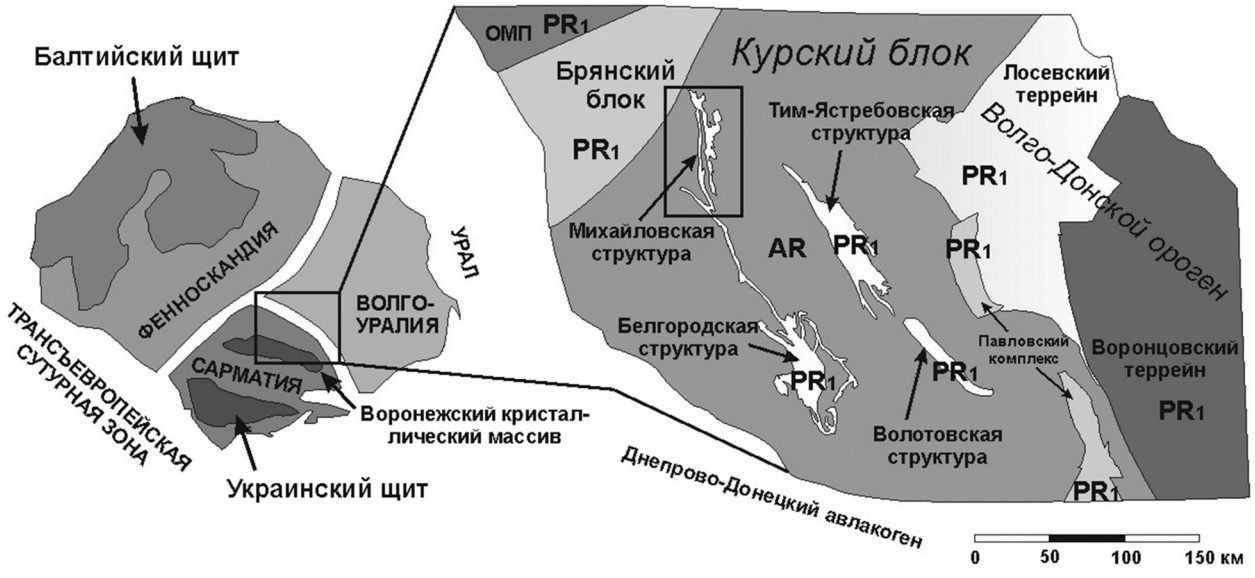


Рис. 1. Схематическая структурная карта Воронежского кристаллического массива [Савко и др., 2017]. Схема сегментов Восточно-Европейского кратона по [Gorbatschev, Bogdanova, 1993].

по сравнению с базитами Б1 (Th (1.4–3.0 ppm), U до 1.5, Rb = 3–15 и Ba = 100–300). Погеологическим и геохимическим признакам метабазиты образовались на стадии распада коллизионного орогена, тем не менее, имеют некоторые характеристики субдукционных базальтоидов. Это объясняется близостью геохимических сигнатур, характерных для постколлизионных и субдукционных вулканических серий [Pearce, 2014, Wilson, 1989].

Нами были выполнены определения возраста цирконов на ионном зонде SHRIMP-II (ВСЕГЕИ) из дацитов (скв. 4218, гл. 405 м) и риолитов (скв. 3766, гл. 220 м) курбакинской свиты Михайловской структуры Курского блока.

Цирконы из кислых вулканитов курбакинской свиты представлены в основном бесцветными субидиоморфными и идиоморфными призматическими и короткопризматическим кристаллами размером от 100 до 150 мкм, часто трещиноватыми и содержащими включения других минеральных фаз и флюидные включения. В катодной люминесценции примерно половина цирконов имеет темный цвет из-за высоких концентраций урана. В светлых цирконах отмечается осцилляционная концентрическая зональность.

Возраст кристаллизации дацитов курбакинской свиты составляет 2047 ± 8 (N = 12) млн лет. Возраст риолитов равен 2022 ± 10 (N = 8) млн лет (рис. 2).

Результаты проведенных Sm-Nd исследований показали, что дациты и метабазиты характеризуются отрицательными величинами εNd(2050) = –6.5 и –5.3 соответственно. Модельный возраст (T_{Nd} (DM)) [Goldstein, Jacobsen, 1988] кислых и основных пород отвечает мезоархею и равен 3.2 и 3.0 млрд лет, соответственно, для дацитов и метабазитов.

Таким образом, возраст вулканитов контрастной базальт-риолитовой серии совпадает с широкомасштабным магматизмом на рубеже около 2.06 млрд лет., связанным с распадом коллизионного орогена и уменьшением мощности коры, сопровождавшимся магматическим андерплейтингом [Савко и др., 2014].

Sm-Nd изотопные характеристики вулканитов указывают на длительную коровую предысторию источника их материнских расплавов. Существенный вклад в петрогенезис риолитов и дацитов архейского корового субстрата, представленного мезоархейской ТТГ ассоциацией [Щипанский и др., 2007], не вызывает сомнений. Эти гнейсы слагают основной объем Курского блока, имеют долгую коровую предысторию (εNd(2050) от –11 до –17) и могли обеспечивать низкорадиогенный изотопный состав неодима в кислых вулканитах. Однако только коровое плавление не могло продуцировать расплавы, материнские для постколлизионных кислых вулканитов. Модель переплавления корового субстрата не согласуется с изотопно-геохимическими данными, которые фиксируют более радиогенный по сравнению с ТТГ-гнейсами изотопный состав неодима в кислых эффузивах (εNd(2060) = –6.5). Об участии палеопротерозойских мантийных расплавов в качестве второй компоненты в петрогенезисе дацитов и риолитов напрямую свидетельствуют излияния базальтов в составе бимодальной серии. Мантийные базитовые расплавы с одной стороны служили источником тепла для плавления коры, с другой стороны сами внедрялись в кору. Их контаминацией теми же ТТГ гнейсами объясняются отрицательные значения (εNd(2060) = –5.3).

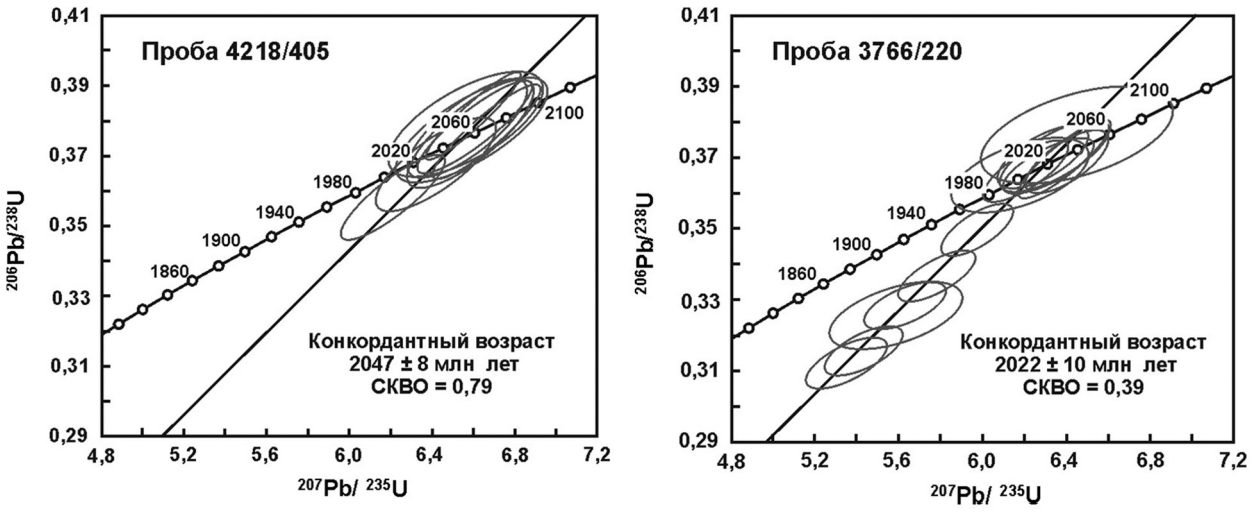


Рис. 2. Результаты изотопного датирования цирконов из вулканитов курбакинской свиты МС. Проба 4218/405 – дацит, проба 3766/220 – риолит.

ЛИТЕРАТУРА

Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н. и др. Палеопротерозойские граниты А- и S-типов востока Воронежского кристаллического массива: геохронология, петрогенезис и тектоническая обстановка формирования // Петрология. 2014. Т. 22. № 3. С. 235-264.

Савко К.А.,Самсонов А.В., Холин В М. и др. МегаблокСарматия как осколок суперкратонаВаалбара: корреляция геологических событий на границе архея и палеопротерозоя // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2017. Т. 25. № 2. С. 3-26.

Цыбуляев С.В., Савко К.А. Геохимическая типизация палеопротерозойских вулканитов бимодальной серии курбакинской свиты Курского блока Восточной Сарматии // Вестник Воронежского ун-та. Сер.: Геология. 2017. № 1. С. 61-75.

Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю. и др. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 1. С. 43-70.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249-265.

Gorbatschev R., Bogdanova S. Frontiers in the Baltic Shield // Precambrian Res. 1993. V. 64. P. 3-21.

Pearce J. Geochemical Interpretation of Collision Volcanism // Geophysical Research Abstracts. 2014. V. 16. EGU2014-13533.

Wilson M. Igneous petrogenesis. A global tectonic approach // Unwin Hyman, London Ltd. 1989. 466 p.

PALEOPROTEROZOIC POST-COLLISIONAL VOLCANICS OF THE BIMODAL SERIES WITHIN KURSK BLOCK, EAST SARMATIA

Savko K.A., Tsybulyaev S.V.

Voronezh State University, Voronezh, Russia, ksavko@geol.vsu.ru, stsybulyaev@bk.ru

Paleoproterozoic volcanics are widely distributed within the Kursk block (KB), which forms together with the Ukrainian shield megablock Sarmatia in the structure of the East European craton (Fig. 1).

The Mikhailovskaya structure (MS) is one of the largest Paleoproterozoic synforms with a length of 60 km and a width of 10 to 15 km. It is composed of sediments of the Kursk and Oskol series. The Kursk series section at the wings of the structure consists of chemogenic-sedimentary (BIF) and terrigenous-sedimentary rocks, which overlinearchaean gneisseswith a long hiatus and angularunconformity.

The rocks of the Kurbakino suite lie with erosional and angular unconformity in the core of the Mikhailovskaya synform on the sediments of the Kursk series. The section of the Kurbakinosuite is represented by a stratum of

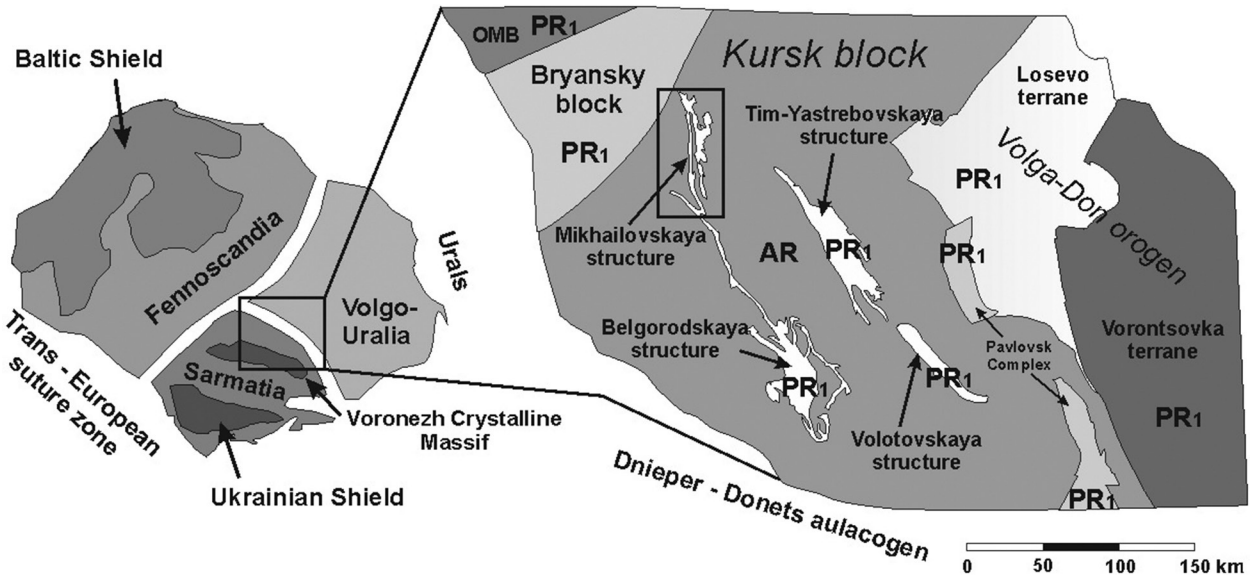


Fig. 1. Schematic structural map of the Voronezh crystalline massif [Savko et al., 2017]. Scheme of segments of the East European craton according to [Gorbatschev, Bogdanova, 1993].

rhythmically interbedded terrigenous metasediments from coarse-grained to pelitic. Volcanogenic-sedimentary and volcanogenic rocks occur among terrigenous rocks in the form of lenses and layers and are represented by rhyolites, dacites and metabasalts. The latter are in a sharply subordinate quantity and represent albite-chlorite-actinolite rocks with a thickness of the first tens of meters. The thickness of the rhyolite layers usually does not exceed 50–60 m. All rocks are metamorphosed under the conditions of the greenschistfacies.

Geochemical features of acidic volcanics suchas: high iron and alkali content (X_{Fe} = 0.7–0.9, $Na_2O + K_2O$ = = 5.5–10 wt %), low concentrations of CaO (mainly <1 %), and enrichment of Ga (27 ppm), Zr (250–500), Nb (20–45), Y (50–100), REE (270–450) with deep negative Eu anomalies indicate that they belong to the A2-type of post-collisional granitoids [Tsybulyaev, Savko, 2017].

Metabasites are characterized by a wide spread of SiO_2 contents (43.2–51.7 wt %) and alkalis $Na_2O + K_2O$ (2.0–4.3 wt %). According to the content of MgO, Ni, Cr, HFSE and LILE, two basalts types B1 and B2 are distinguished. Both types of low-TiO_2 (1.0–1.4 wt %) are characterized by the absence of Eu anomalies, almost flat HREE distribution ($(Gd/Yb)_n$ = 1.3–1.5) in B1 and slightly more fractionated in B2 ($(Gd/Yb)_n$ = 1.65–1.80). B2 are enriched in Th (8–14 ppm), U (3.5–5.3 ppm), Rb (12–40 ppm) and Ba (400–650 ppm) in comparison with B1 (Th = 1.4–3.0 ppm, U < 1.5 ppm, Rb = 3–15 ppm and Ba = 100–300 ppm). According to geological and geochemical features metabasites formed at the n an environment of postcollisional collapse and lithospheric delamination, nevertheless, have some characteristics of subduction basaltoids. This is explained by the proximity of geochemical signatures, characteristic for post-collisional and subduction volcanic series [Pearce, 2014, Wilson, 1989].

Zircons from dacites (well 4218, depth 405 m) and rhyolites (well 3766, depth 220 m) were dated on a SHRIMP II ion probe (VSEGEI).

Zircons from acidic volcanics of the Kurbakino suite are mainly colorless subidiomorphic and idiomorphic prismatic and short-prismatic crystals ranging in size from 100 to 150 μm, often fractured with inclusions of other minerals and fluid inclusions. In cathode luminescence, about half of the zircons have a dark color due to high concentrations of uranium. Oscillation concentric zonation is observed in light zircons.

The crystallization age of the dacites is 2047 ± 8 Ma (N = 12). The rhyolite age is 2022 ± 10 Ma (N = 8) (Fig. 2).

The Sm-Nd studies showed that dacites and metabasites are characterized by negative values of εNd(2050) = –6.5 and –5.3, respectively. The model age (T_{Nd}(DM)) [Goldstein, Jacobsen, 1988] of acidic and basic rocks corresponds to Mesoarchean and is 3.2 and 3.0 Ga, respectively, for dacites and metabasites.

Thus, the volcanic rocks age of the contrast basalt-rhyolite series coincides with the large-scale magmatism at about 2.06 Ma, associated with the post-collisional collapse and a decrease in the thickness of the crust, accompanied by magmatic underplating [Savko et al., 2014].

Sm-Nd isotope characteristics of volcanics indicate a prolonged crust prehistory of their parent melts sources. A significant contribution to dacite and rhyolite petrogenesis Archaean crustal substrate represented Mesoarchean TTG association [Shchipansky et al., 2007] is beyond doubt. These gneisses compose the main volume of the KB, have a long crustal prehistory (εNd (2060) from –11 to –17) and could provide a low radiogenic isotope composition of neodymium in acidic volcanics. However, only crustal melting could not produce melt, paternal for post-collisional

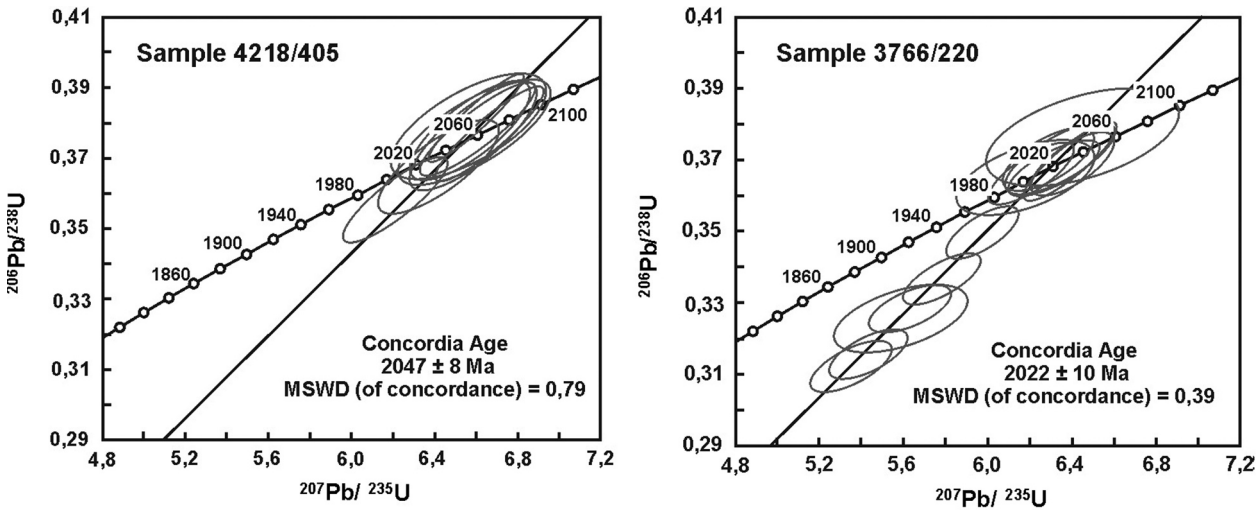


Fig. 2. Isotope dating of zircons from volcanics of the Kurbakino suite. Sample 4218/405 – dacite, sample 3766/220 – rhyolite.

acidic volcanics. The model of the crustal substrate remelting does not agree with the isotope-geochemical data, which is fixed by the isotopic composition of neodymium. They content more radiogenic Nd (εNd (2060) = –6.5) than the TTG gneisses. The participation of Paleoproterozoic mantle melts as another component in the dacites and rhyolites petrogenesis is directly evidenced by the presence of basalts in the bimodal series. Mantle basite melts on the one hand served as a heat source for the crust melting; on the other hand they themselves were introduced into the crust. Their contamination by the TTG gneisses explains the negative values εNd for basalts (εNd (2060) = –5.3).

REFERENCES

Savko K.A., Samsonov A.V., Larionov A.N. et al. Paleoproterozoic granites of the A and S types of the east of the Voronezh crystalline massif: geochronology, petrogenesis and tectonic formation conditions // Petrology. 2014. P. 22. № 3. P. 235-264.

Savko K.A., Samsonov A.V., Kholin V.M. et al. The Sarmatia Megablock as a fragment of the Vaalbara Supercontinent: correlation of geological events at the archean–paleoproterozoic transition // Stratigraphy and Geological correlation, 2017. V. 25. № 2. P. 123-145.

Tsybulyaev S.V., Savko K.A. Geochemical typification of the Paleoproterozoic volcanics bimodal series of the Kurbakinskoy suite, Kursk block, East Sarmatia // Vestn. Voronezh. Gos. Univ., Ser. Geol. 2017. № 1. P. 61-75.

Shchipansky A.A., Samsonov A.V., PetrovaA.Yu. et al. Geodynamics of the eastern margin of Sarmatia in the Paleoproterozoic // Geotectonics. 2007. № 1. P. 43-70.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249-265.

Gorbatschev R., Bogdanova S. Frontiers in the Baltic Shield // Precambrian Res. 1993. V. 64. P. 3-21.

Pearce J. Geochemical Interpretation of Collision Volcanism // Geophysical Research Abstracts. 2014. V. 16. EGU2014-13533.

Wilson M. Igneous petrogenesis. A global tectonic approach // Unwin Hyman, London Ltd. 1989. 466 p.

ГЕОХИМИЯ, U-Pb ДАТИРОВАНИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГАББРО-ГРАНИТОВОГО КОМПЛЕКСА ЛОК-ГАРАБАХСКОЙ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ (ДАШКЕСАНСКИЙ ИНТРУЗИВ)

Садыхов Э.А.

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, sadikhov.emin@gmail.com

Дашкесанский интрузив приурочен к одноименному Дашкесанскому синклинорию Лок-Гарабагской тектономагматической Малого Кавказа (рис. 1). Массив состоит из габбоидов I фазы 20 %, гранитов и гранодиоритов II фазы 70 %, гранит аплитов III фазы 10 % и дайкового комплекса IV фаза [Кашкай, 1965]. Общей картиной для габброидов и гранитоидов является примерно одинаковый спектр распределения редкоземельных элементов, включая относительно более высокие содержания LILE элементов, пониженное содержание высоко зарядных элементов HFSE, негативную Ta-Nb и TI аномалию. Для основных пород комплекса по сравнению с гранитоидами характерно пониженное содержание Rb, Ba, Th, K, Zr, Hf, положительные аномалии U,Cs и Pb. При нормировке на хондрит, спектр имеет плавный отрицательный наклон с обогащением легкими редкоземельными элементами по сравнению с тяжелыми, для гранитоидов наблюдается европивая аномалия от слабой до слабоотрицательной, тогда как для габброидов имеет место, как слабая европивая аномалия, так и слабоположительная аномалия. Также имеет место несколько повышенное содержание в габброидах LREE элементов по сравнению с гранитоидами, в целом сумма редких земель также слегка выше у габброидных пород. Коэффициенты распределения показывают повышенное содержание LREE элементов над HREE и с (La/Yb)n (6.05–4.42) для габброидов и гранитоидов соответственно. Спектры распределения указывают на островодужные черты с типичными Nb-Ta и Ti аномалиями, а также повышенное содержание LILE элементов по сравнению с HFSE, позитивные Pb и U аномалии.

Для исследования изотопного состава Sm и Ndбыли отобраны эталонные пробы гранита и габбро. $^{147}Sm/^{144}Nd$ и $^{143}Nd/Nd^{144}$ отношения для габбро равны 0.126219 и 0.512892 соответственно, а для образца гранита 0.134030 и 0.512881. Значения пород лежат примерно в одном интервале и характеризуются средни-

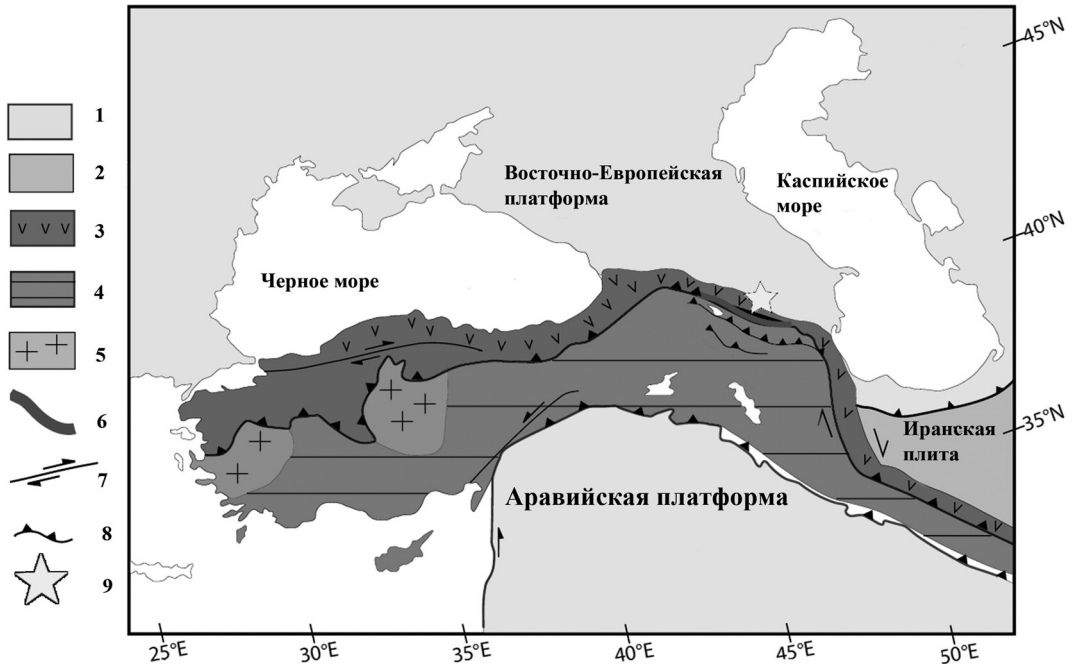


Рис. 1. Тектоническая схема Малого Кавказа [Rolland, 2010].

1 – платформы; 2 – Иранская плита; 3 – Активная окраина (Лок-Гарабагская вулканическая дуга); 4 – Анатолид-Тавриды и Армянский блок; 5 – выходы кристаллического фундамента докембрия–кембрия; 6 – Севано-Акеринскаяофиолитовая зона; 7 – сдвиговые нарушения; 8 – надвиги; 9 – район работ.

ми значениями изотопных отношений, типичных для пород островных дуг со значениями εNd = 6.40–6.05, при этом модельные возраста для гранитов равны T(DM) = 518 млн лет и T(DM-2) 462 млн лет, а для габбро T(DM) = 453 млн лет и T(DM-2) 432 млн лет, показывая ближайшее время отделения от расплава и возможной эволюции двух магматических очагов в единой системе, что может косвенно говорить о возможном гибридизме источника, на что также указывает пониженные отношения $^{147}Sm/^{144}Nd$ для габбро.

Методом U-Pb SHRIMPII изучены типоморфные кристаллы циркона – в однородных участках, свободных от включений и трещин из основных разностей пород комплекса. В целом зерна цирконов из гранодиоритов и гранитов имеют хорошую магматическую зональность, высокий идиоморфизм, коротко-длинно призматические кристаллы и размеры от 50 до 150 мкм. В целом для цирконов характерно низкое содержание U от 70 до 400 ppm среднее содержание 193 ppm, Th/U = 0.93 (от 0.41–1.91). В образце за номером 13 монцодиорит находится захваченный циркон протолита с возрастом 2300 млн лет и U = 69 г/т; Th/U = 0.7. Также для цирконов из этой пробы характерны более высокие содержания U от 500–3500 ppm и Th от 450–5000 ppm и на изображениях представлены черными кристаллами. В целом – магматический эпизод от 136.5 до 149 (мел, валанжин-берриас), пик – 142 млн лет.

Предварительный анализ геохимического и изотопно-геохимического материала и позволяет сделать вывод о возможном смешении двух видов резервуаров, выплавки которого являются породы надсубдукционной зоны образования (вещества мантийного клина) большой долей участия мантийного флюида от погружающего дегидрацированного слэба, и дальнейшее его коровая контаминации и перемешивание с магматическими очагами нижней-верхней коры. Данный выводы подтверждаются на диаграммах: Zr/Y–Nb/Y(a) Zr/Nb–Nb/Th [Condie, 2005], и дискриминационных диаграммах [Pearce, 1984, Pearce, 1983].

ЛИТЕРАТУРА

Кашкай М.А. Петрология и металлогения Дашкесана. М., 1965.

Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes // Lithos, 79 (2005), pp. 491-504.

Rolland Y. et al. The Armenian ophiolite: insights for Jurassic back-arc formation, Lower Cretaceous hot spot magmatism and Upper Cretaceous obduction over the South Armenian Block // Geol. Soc. London, Spec. Publ., 340 (2010), pp. 353-382.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for tectonicinterpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. Vol. 25. P. 956-983.

GEOCHEMISTRY, U-Pb ZIRCON DATING AND GEODYNAMIC CONDITIONS OF GABBRO-GRANITE COMPLEX OF LOK-KARABAKH TECTONO-MAGMATIC ZONE OF LESSER CAUCASUS (DASHKESAN INTRUSION)

Sadikhov E.A.

A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, Saint Petersburg, Russia, sadikhov.emin@gmail.com

Dashkesan intrusion located in Dashkesansynclinoriumin the Lok-Karabakhtectono-magmatic zone of Lesser Caucasus (Fig. 1). The composition of the complex mainly consists of gabbro (first stage – 20 %) granodiorite and granite (second stage – 70 %), granite aplite (third stage – 10 %) and final stage dyke complex. Generally for gabbro-granite intrusive complexis the approximately equal spectrum of the distribution of rare earth elements normalized to a primitive mantle, including relatively higher LILE content, a lower content of HFSE high-charge elements, a negative Ta-Nb and Ti anomaly.

The basic rocks of the complex characterized by a lower content of Rb, Ba, Th, K, Zr, Hf, and a positive anomaly of U, Cs and Pb in comparison with granitoids. The spectrum has a smooth negative slope with enrichment of light rare earth elements compared to high field strength elements, for the granitoids. There is the europium anomaly from weak to slightly negative, whereas for gabbroids there is a weak negative and a positive anomaly. There is also a slightly higher content of LREE elements in gabbroids than ingranitoids, in general the amount of rare earths is also slightly higher in gabbroid rocks. The distribution coefficients show an increased content of LREE elements over HREE (La/Yb)n (6.05–4.42) for gabbroids and granitoids, respectively. The distribution indicate volcanic arc features with typical Nb-Ta and Ti anomalies, as well as an increased content of LILE elements compared to HFSE, positive Pb and U anomalies.

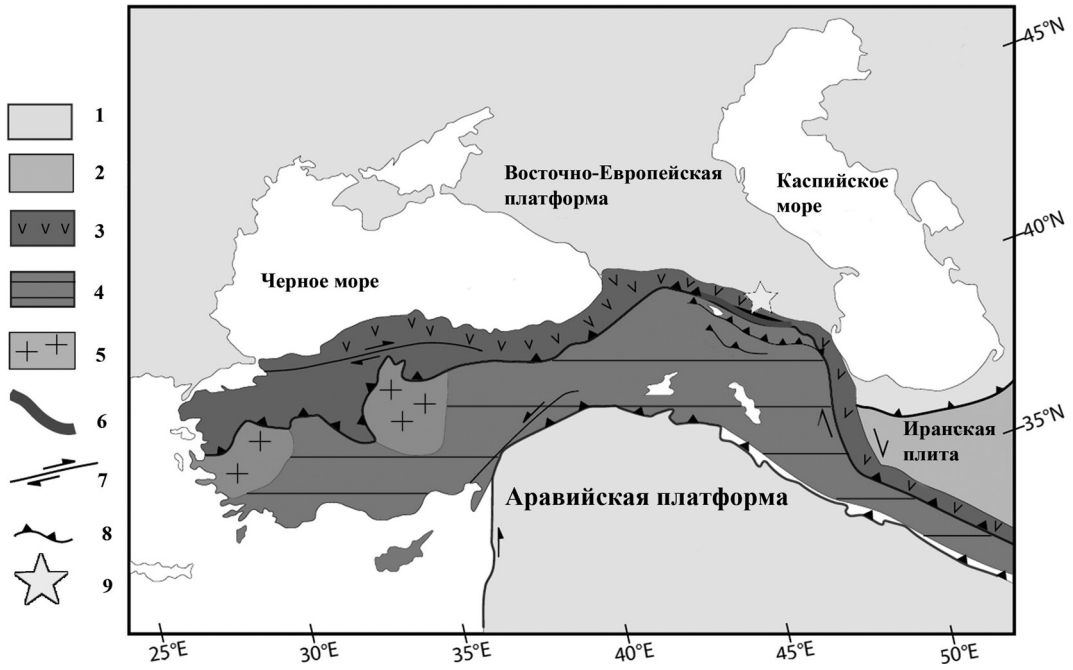


Fig. 1. Tectonic map of Lesser Caucasus [Rolland, 2010].

1 – Platforms; 2 – Iranian block; 3 – active margin (Lok-Karabakh volcanic arc); 4 – Tauride-Anatolide and Armenian block(s); 5 – Metamorphic massifs; 6 – Sevan-Akera suture zone; 7 – Strike slip faults; 8 – Thrust; 9 – Area of work.

The study of the isotopic composition of Sm and Nd, shows $^{147}Sm/^{144}Nd$ and $^{143}Nd/Nd^{144}$ ratios for gabbro are 0.126219 and 0.512892, respectively, and for a granite sample of 0.134030 and 0.512881, respectively. The values of the rocks lie approximately in one interval and characterized by the average values of the isotopic ratios typical for rocks of island arcs, with values of εNd = 6.40–6.05, model ages for granites are equal to T (DM) = 518 million years and T (DM-2) 462 million years, while for gabbro T (DM) = 453 million years and T (DM-2) 432 million years, showing a near-separation time from the melt and the possible evolution of two magmatic source in a single system, which can indirectly point to the possible hybridism of the source, as also indicated by the lowered ratio of $^{147}Sm/^{144}Nd$ for gabbro.Using the U-Pb SHRIMP II method, were studied the zircons crystals. In general, grains of zircons from granodiorites and granites have good magmatic zoning, high idiomorphism, short-long prismatic crystals and sizes from 50 to 150 μm. Zirconsare characterized by a low content of U from 70 to 400 ppm, an average content of 193 ppm, Th/U = 0.93 (from 0.41 to 1.91). In the sample number 13 monzodiorite there is the inherited zircon with an age of 2300 million years and U = 69 g/t; Th/U = 0.7. Also for zircons from this sample common higher U contents from 500–3500 ppm and Th from 450–5000 ppm and in the images are represented by black crystals. In general, the magmatic episode from 136.5 to 149 (Valanginian-Berrias), peak – 142 million years.

The analysis of the geochemical and isotope-geochemical material allows us to conclude that there may be a mixture of two types of reservoirs, depleted mantle wedge material withinfluence of the mantle fluid from the subducted dehydrated slab, and further its crustal contamination and magmatic mixing of the lower-upper crust. This conclusion has also confirmed on the diagrams: Zr/Y–Nb/Y (a) Zr/Nb–Nb/Th [Condie, 2005] and on discrimination diagrams [Pearce 1984].

REFERENCES

Kashkay M.A. Petrology and metallogeny of Dashkesan. M. 1965.

Condie K.C., High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes // Lithos, 79 (2005), pp. 491-504.

Rolland Y. et al. The Armenian ophiolite: insights for Jurassic back-arc formation, LowerCretaceous hot spot magmatism and Upper Cretaceous obduction over the South Armenian Block // Geol. Soc. London, Spec. Publ., 340 (2010), pp. 353-382.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for tectonicinterpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. Vol. 25. P. 956-983.

ПОСТОСТРОВОДУЖНЫЙ МАНТИЙНО-КОРОВЫЙ МАГМАТИЗМ МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ

Салихов Д.Н., Холоднов В.В.**, Рахимов И.Р.*,****

*Институт Геологии Уфимского Научного Центра РАН, Уфа, Россия, magm@ufaras.ru
**Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия, holodnov@igg.uran.ru
***Башкирский государственный университет, Уфа, Россия, rigel92@mail.ru

Магнитогорская (структурно-формационная) мегазона (ММЗ) в девонское время развивалась в режиме субдукционного геодинамического режима. В результате этого сформировался крупный протяженный (более 300 км) блок земной коры, сложенный островодужными магматитами, их туфами, а также сопровождающими субдукцию морскими осадочными отложениями [Серавкин и др., 1992; Пучков, 2000; Маслов, Артюшкова, 2010 и др.].

Сближение Магнитогорской островодужной системы с Восточно-Европейским континентом (ВЕК) с последующей коллизией и заклиниванием зоны субдукции произошло в позднем девоне–раннем карбоне [Салихов, 1997; Пучков, 2000]. Наиболее поздние продукты островодужного магматизма представлены умеренно-щелочными базальтоидами шумилинской свиты и сара-тюбинской толщи (D_3fm) [Мосейчук и др., 1997]. Также в это время (357–366 млн лет) образовалась серия позднеостроводужных диорит-гранодиоритовых и монцодиорит-сиенит-гранитных интрузий (Краснинский, Верхнеуральский и др. массивы), сопровождаемые золото-порфировым и медно-молибден-порфировым оруденением. Флюидный режим позднеостроводужного интрузивного магматизма характеризовался высокой активностью хлора и сульфатной серы [Холоднов, Бушляков, 2002; Холоднов и др., 2016]. Вслед за этим (360 млн лет), на этапе инверсии геодинамического режима с островодужного на окраинно-континентальный, произошло становление ранних диорит-гранитных серий (Заматохинский массив и др.), характерных для длительно формирующихся (360–300 млн лет) мантийно-коровых комплексов (батолитов) габбро-тоналит-гранодиорит-гранитного (ГТГГ) типа. С завершающими адамеллит-гранитными интрузиями этого типа (Ахуновский и Карагайский массивы) связано уже иное – золото-сульфидно-кварцевое (с шеелитом) оруденение. В составе рудообразующих флюидов активность хлора здесь резко падает, тогда как активность сульфатной серы заметно возрастает [Холоднов и др., 2013].

В дальнейшем, в результате столкновения Магнитогорского островодужного террейна с пассивной окраиной ВЕК, в его осевой части сформировалась серия транстенсивных структур, обеспечивших подъем мантийных базитовых расплавов. В этих условиях проявился мощный бимодальный вулканизм, связанный как с щитовидными, так и с трещинными вулканическими постройками. Вулканиты первого типа объединены в березовскую свиту, а второго – в греховскую [Салихов, Яркова, 1992]. Их возраст охватывает интервал C_1t_1–v_1. Вулканиты березовской свиты по своим геохимическим особенностям [Салихов и др., 2014] являются промежуточными между надсубдукционными и рифтогенными образованиями, характеризуясь умеренной титанистостью, повышенными концентрациями крупноионных литофильных и высокозарядных элементов, но с довольно ясным Nb-Ta дефицитом. Вулканиты греховской свиты отличаются высокой титанистостью и в целом более типичными «внутриплитными» геохимическими свойствами (относительно высокие концентрации редких элементов с «блуждающими» Nb-Ta минимумами на мультиэлементных диаграммах). В возникновении сдвиго-раздвиговых магмоконтролирующих структур большая роль в последнее время отводится процессу трансформного скольжения литосферных плит (волочение островодужного комплекса по остаточному фрагменту субдуцирующей океанической плиты) [Владимиров и др., 2016].

В последующее (поздневизейско-башкирское) время в ММЗ происходит формирование массивов габбро-гранитной формации, отличающейся контрастными по своим геохимическим свойствам продуктами интрузивного магматизма. Наиболее крупные тела данного ряда – массивы Магнитогорский, Куйбасовский, Карабулакский, Чекинский и др. Отмечается, что в южном направлении постепенно происходит омоложение гранитных интрузивов с ростом общей щелочности пород. С наиболее хлороносными интрузиями габбро-гранитной формации (Магнитогорский и Куйбасовский массивы) связано крупное скарново-магнетитовое оруденение [Холоднов, Бушляков, 2002], а в габброидах (месторождение Малый Куйбас) формируются и высокотитанистые титаномагнетитовые руды.

На рубеже визейского и серпуховского веков в западной части ММЗ произошло формирование автономного пикробазитового интрузивного комплекса (худолазовского), интрузии которого известны лишь на отно-

сительно небольшой площади. Этот тип магматизма также связан с глубинным мантийным источником, о чем свидетельствуют изотопные соотношения $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$. Геохимические особенности пород и здесь являются промежуточными между типично надсубдукционными и внутриплитными формациями, характеризуясь обогащенностью высокозарядными (ВЗЭ) (кроме Nb и Ta) и крупноионными литофильными элементами (КИЛЭ).

Заключительные эпизоды магматизма ММЗ в карбоне связаны как с завершением окраинно-континентального интрузивного ГТГГ магматизма (ахуново-карагайский комплекс) и формированием шеелитоносного (с золотом) монцодиорит-гранитного гумбейского комплекса, так и с формированием двух обширных дайковых серий – лампрофир-долеритовой и диорит-гранитной, а также образованием локально проявленного лампроит-лампрофирового комплекса (калымбаевского) в северной части ММЗ [Прибавкин и др., 2007; Рахимов и др., 2014]. Породы лампрофир-долеритовой серии характеризуются умеренной обогащенностью ВЗЭ и КИЛЭ при общем калий-натровом типе щелочности. Породы второй серии являются высокоглиноземистыми и умереннощелочными. Специфические породы калымбаевского комплекса характеризуются исключительно высокими концентрациями КИЛЭ и ВЗЭ.

О более молодых (пермо-триасовых) вспышках магматической активности в ММЗ доподлинно неизвестно. Триасовый возраст, к примеру, некоторых щелочных гранитов ММЗ не подтверждается геологическими материалами.

ЛИТЕРАТУРА

Владимиров А.Г., Косарев А.М., Ханчук А.И., Салихов Д.Н., Крук Н.Н., Сафонова И.Ю., Гаськов И.В., Дьячков Б.А., Хромых С.В., Куйбида М.Л., Серавкин И.Б., Гертнер И.Ф., Анникова И.Ю., Котлер П.Д., Рахимов И.Р., Кузьмина О.Н., Ойцева Т.А. Корреляция и геодинамическая интерпретация магматических событий и оруденения Южного Урала и Алтая средний-поздний палеозой // Депонированная рукопись № 1/16, 2016. 51 с.

Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 288 с.

Мосейчук В.М., Сурин Т.Н., Кашина Л.В. (1997) О генезисе нижнепалеозойских отложений Джабыкско-Суундукской подзоны. Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Тез. докл. VI Уральского петрограф. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 147-150.

Прибавкин С.В., Ронкин Ю.Л., Травин А.В., Пономарчук В.А.. Новые данные о возрасте лампроит-лампрофирового магматизма Урала // Доклады Академии наук, № 5, Т. 412, 2007. С. 1-3.

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

Рахимов И.Р., Салихов Д.Н., Пучков В.Н., Ронкин Ю.Л., Холоднов В.В. Башкирский Sr-Nd возраст завершающей стадии коллизионного магматизма Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // Доклады Академии наук, Т. 457, № 4, 2014. С. 445-450.

Салихов Д.Н., Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. 138 с.

Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Холоднов В.В., Рахимов И.Р. Каменноугольный вулкано-интрузивный магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена в свете новых геолого-геохимических данных // Литосфера, № 5. Екатеринбург, 2014. С. 33-56.

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

Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург, 2002. 390 с.

Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Коновалова Е.В., Замятин Д.А., Салихов Д. Н. Флюидные элементы-минерализаторы (галогены и сера) в эволюции состава и потенциальной рудоносности крупного Ахуново-Петропавловского ареала орогенного гранитоидного магматизма на севере Магнитогорской мегазоны // Ежегодник-2012. Труды Института геологии и геохимии УрО РАН. Вып. 160. Екатеринбург, 2013. С. 167-175.

Холоднов В.В., Серавкин И.Б., Косарев А.М., Коновалова Е.В., Шагалов Е.С. Распределение галогенов и серы в апатитах медно-порфировых месторождений Южного Урала (новые данные) // Минералогия, № 1. 2016. С. 54-65.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ДВУПОЛЕВОШПАТОВЫХ ГРАНИТОИДОВ ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Свириденко Л.П.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия, sv@krc.karelia.ru

Геохимическая типизация гранитоидов имеет многолетний опыт, поскольку с нею связана потенциальная рудоносность [Таусон, 1977; Летников и др., 1981 и др.]. Этому способствовало широкое применение газового хроматографического анализа. Выделены С- и Н-флюидные системы [Летников, 1999], с которыми генетически связаны С-структуры, Н-структуры и С-Н структуры. С-структурам отвечают зоны, вмещающие массивы кимберлитов и ультраосновных щелочных пород. Н-структуры контролируют размещение зон гранитизации и характеризуются высокой активностью H_2O и широким развитием водородосодержащих минералов – амфиболов и слюд. Как отмечено цитируемым автором С-Н структуры, контролирующие размещение скоплений углеводородов, еще недостаточно изучены …«и вопрос о природе этих структур требует своего решения» [Летников, 1999].

Большой и многолетний фактический материал по гранитообразованию Карелии, содержащий, в том числе и данные хроматографического анализа, выполненного в лаборатории экспериментальной и теоретической петрологии института Земной коры СО РАН [Sviridenko, 1994] позволяют оценить влияние флюидного режима на геохимическую специализацию гранитов.

Двуполевошпатовые гранитоиды образуются в докембрии, начиная с позднеархейского периода в связи с формированием земной коры континентального типа и в частности ее гранитного слоя. На рубеже ранний архей – поздний архей произошли резкие изменения в характере геологического развития. Ранний глобальный догеологический период сменился геологическим периодом, характеризующимся последовательным наращиванием континентальной земной коры на протокору. Наращивание гранитного слоя земной коры происходит с северо-востока в юго-западном направлении. На Карельском геоблоке тектонического каркаса Фенноскандинавского щита его образование завершилось региональной гранитизацией на рубеже 2700 ± 100 млн лет, на Свекофенноском – на рубеже 1800 ± 100 млн лет и на Дальсландском – на рубеже около 1000 млн лет.

Энергоносителем при этих процессах служила мантия Земли. Она поставляла рассеянный флюидный поток, несущий в земную кору калий и сопутствующие редкие элементы (Ba, Sr, Rb, Li, Cs и др.). Мантийный флюидный поток привносит в земную кору также эндогенное тепло, вызывающее разуплотнение пород. В результате происходит бластез и порфиробластез осадочных пород, близких по составу граниту. Такого типа породы занимают огромные площади и включают множество согласно залегающих реликтовых вулканогенно-осадочных пород. Мощный мантийный флюидный поток сквозь толщи горных пород обеспечивается тепловым разуплотнением, сущность которого состоит в образовании дополнительного порового пространства за счет раскрытия трещин по границам зерен.

В докембрии Карелии в соответствии с классификацией Ф.А. Летникова (1999) с процессами гранитообразования связаны не только Н-структуры, но и СН-структуры. Об этом свидетельствует латеральное распределение геохимических типов гранитоидов. Независимо от возраста гранитообразования над площадью распространения высокобариевых гранитов наблюдается регионально положительное магнитное поле, а над площадью высокорубидиевых гранитов – регионально отрицательное магнитное поле. Это вполне естественно, поскольку Ba является оксифильным элементом [Маракушев, 1977], тогда как Rb – оксифобным. Это свойственно для гранитов различного генезиса (табл. 1), что позволяет считать флюидный режим определяющим в создании латеральной неоднородности.

На площади развития регионально положительного магнитного поля регионально развиты субщелочные граниты, содержание K_2O в которых местами превышает 10 % при высоком значении отношения Fe_2O_3/FeO. Содержание BaO в калишпате местами превышает 1 % [Костомукшский…, 2015]. Среди магматических двуполевошпатовых гранитов типичными представителями высокобариевых гранитов являются граниты рапакиви.

Газовый хроматографический анализ гранитов Салминского массива, выполненный в лаборатории экспериментальной и теоретической петрологии Института Земной коры Сибирского отделения РАН показал, что граниты рапакиви содержат повышенные концентрации газов группы углерода (CH_4, CO, CO_2), а близкие по составу безовоидные граниты того же массива – высокорубидиевы и содержат повышенные концентрации водорода [Sviridenko, 1994]. Таким образом, флюидный режим, по-видимому, оказывает главное влияние на образование высокобариевых и высокорубидиевых типов гранитов.

Таблица 1. Геохимические типы двуполевошпатовых гранитов Карелии

	Калевальская структура (Ar_2)				Ладожская структура (Pr)							
	Бариевый		Рубидиевый		Бариевый				Рубидиевый			
	1(17)	2(16)	3(11)	4(6)	5(14)	6(39)	7(6)	8(20)	9(2)	10(5)	11(25)	12(34)
SiO_2	68.06	71.96	73.00	75.53	72.21	72.17	72.55	72.20	73.47	73.65	74.63	74.77
TiO_2	0.39	0.19	0.22	0.11	0.18	0.26	0.26	0.28	0.02	0.03	0.17	0.09
Al_2O_3	15.91	14.92	14.40	13.25	13.99	13.67	14.36	13.33	14.97	15.64	12.42	13.12
Fe_2O_3	1.17	0.87	0.66	0.62	0.52	0.66	0.53	1.00	0.95	0.33	1.29	0.90
FeO	2.31	1.00	1.35	0.77	1.75	1.93	1.15	2.21	0.64	0.63	1.72	1.30
MnO	0.05	0.02	0.05	0.03	0.03	0.03	0.02	0.07	0.02	0.03	0.04	0.02
MgO	1.33	0.22	0.47	0.29	0.63	0.68	0.56	0.36	0.2	0.1	0.11	0.23
CaO	3.15	1.33	1.69	0.75	1.76	1.34	1.51	1.10	0.7	0.68	0.71	0.78
Na_2O	4.12	3.34	4.08	3.74	3.28	3.07	3.19	3.22	3.10	5.0	3.18	3.15
K_2O	2.81	5.49	3.56	4.52	4.63	4.91	4.88	5.36	4.20	2.64	5.05	3.15
P_2O_5	–	–	–	–	0.10	0.10	0.09	0.08	0.16	0.32	0.20	–
Rb	136	122	174	226	134	178	157	244	478	385	313	590
Li	23	9	31	–	14	16	16	38	107	207	67	21
Cs	4	3	6	5	3	3	1	24	36	31	–	9
Ba	1223	2297	583	610	1710	1378	1746	1089	60	135	148	202
Sr	613	516	196	85	339	300	658	102	30	19	85	15
Zr	–	–	–	–	177	214	196	319	37	51	305	154
Y	–	–	–	–	20	22	25	60	–	3	90	118

Примечание. 1 – позднеархейские биотитовые бласты Западной Карелии; 2 – позднеархейские субщелочные граниты Западной Карелии; 3 – позднеархейские биотитовые бласты оз. Остер Центральной Карелии; 4 – позднеархейские плагиомикроклиновые граниты оз. Остер Центральной Карелии; 5 – протерозойские мигматит-граниты в зоне гранулитового метаморфизма; 6 – интрузивные граниты в зоне гранулитовой фации метаморфизма; 7 – граниты острова Путсари ЮЗ Приладожье; 8 – граниты рапакиви Салминского массива; 9 – мусковитовые плагиомикроклиновые граниты района Маткаселька; 10 – грейзенизированные граниты района Маткаселька; 11 – равномернозернистые биотитовые граниты Салминского массива; 12 – протолитионитовые граниты из западной экзоконтактовой зоны Салминского массива. Окислы – мас. %, элементы – г/т, в скобках – количество анализов.

Позднеархейские гранитоиды, представленные в табл. 1, относятся к Калевальской вулкано-тектонической структуре [Костомукшский…, 2015]. Высокобариевые граниты развиты в центральной части структуры области развития регионально положительного магнитного поля. В краевой части этой структуры региональное магнитное поле отрицательное и граниты высокорубидиевые. Остальные граниты, приведенные в табл. 1 – протерозойского возраста и развиты в пределах Ладожской вулкано-тектонической структуры, где также высокорубидиевые граниты развиты в краевой части структуры, а высокобариевые – в центральной. Более того, в центральной части Ладожской структуры южнее г. Сортавала известна область развития двупироксеновых и биотит-гиперстеновых метаморфических пород, относимых к гранулитовой фации. Обе эти структуры представляют собой надочаговые зоны мантийных диапиров.

Центральная наддиапировая зона обоих структур может рассматриваться в соответствии с классификацией Ф.А. Летникова как С-Н структура. Процессы гранитообразования здесь протекают при высоком Po_2. Краевая часть обеих структур – типичная Н-структура с проявлением гранитообразования при низком Po_2. Следовательно, геохимическая зональность обусловлена характером флюидного режима. Видимо повышенные концентрации газов группы углерода в центральной наддиапировой зоне обусловлены более глубинным источником. Устойчивая, независимая от возраста, геохимическая зональность гранитов имеет большое значение, поскольку в области развития высокорубидиевых гранитов накапливаются Mo, Be, Sn, W. Следовательно, развитие высокорубидиевых гранитов в соответствующей ситуации может служить критерием поисков редкометальных месторождений. В частности месторождение олова в западной экзоконтактовой зоне Салминского массива генетически связано с высокорубидиевыми гранитами. Область развития высокобариевых гранитов может быть перспективной на поиски месторождений алмазов.

ЛИТЕРАТУРА

Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минерагения). Петрозаводск. 2015. 320 с.

Летников Ф.А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования. Вестник ОГГГГН РАН. 1999. № 4(10).

Летников Ф.А., Леонтьев А.Н., Гантимурова Т.П. Флюидный режим гранитообразования. Наука. Сибирское отделение. Новосибирск. 1981. 183 с.

Маракушев А.А. Некоторые геохимические аспекты флюидного режима / Флюидный режим земной коры и верхней мантии. Иркутск, 1977. С. 9-10.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 278 с.

Sviridenko L.P. The evolution of the fluid phase during the crystallization of granite types: Salmi pluton, Karelia, Russia. Mineralogy and Petrology, 1994, vol. 50, p. 59-67.

GEOCHEMICAL TYPES OF PRECAMBRIAN BIFELDSPATHIC GRANITOIDS FROM THE EASTERN FENOSCANDIAN SHIELD

Sviridenko L.P.

Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia, sv@krc.karelia.ru

The geochemical typification of granitoids has a long-term experience, because potential ore presence is associated with it [Tauson, 1977; Letnikov et al., 1981; et al.]. Gas chromatographic analysis contributed considerably. C- and H-fluid systems [Letnikov, 1999], with which C –, H- and C-H- structures are closely associated, were identified. Zones which host kimberlite and ultramafic rock massifs correspond to C-structures. H-structures control the distribution of granitization zones and are characterized by H_2O activity and the abundance of water-bearing minerals such as amphibole and mica. Letnikov has noted that C-H structures, controlling the distribution of hydrocarbon clusters, are not clearly understood …«and the genesis of these structures remains a debatable problem» [Letnikov, 1999].

Extensive evidence for granite formation in Karelia, e.g. chromatographic analytical data obtained in the Laboratory of Experimental and Theoretical Petrology at the Institute of the Earth's Crust, RAS, Siberian Branch [Sviridenko, 1994], illustrates the effect of a fluid regime on the geochemical specialization of granites.

Bifeldspathic granitoids were formed in the Precambrian beginning from the Late Archean period, when continental-type earth crust, particularly its granitic layer, were formed. Considerable changes in geological evolution took place at the Early Archean-Late Archean boundary. An early global pre-geological period was succeeded by a geological period, when the continental earth crust accreted consecutively onto protocrust. The granitic layer of the earth crust accreted from NE to SW. In the Karelian geoblock of the tectonic framework of the Fennoscandian Shield its formation was terminated by regional granitization at 2700 ± 100 Ma, in the Svecofennian geoblock at 1800 ± 100 Ma and in the Dalslanian geoblock at about 1000 Ma.

The Earth's mantle was an energy carrier in these processes. It supplied scattered fluid flow which transported potassium and associated rare elements (Ba, Sr, Rb, Li, Cs, etc.) into the earth crust. Mantle fluid flow also carries endogenic heat, which results in rock decompaction, into the earth crust. As a result, blastesis and porphyroblastesis of sedimentary rocks, similar in composition to granite, occurred. Rocks of this type occupy large areas and comprise many conformable relict volcanic-sedimentary rocks. Powerful mantle flow through rock sequences is provided by thermal decompaction, when additional pore space is formed due to the opening of fractures along grain margins.

In accordance with F.A. Letnikov's classification (1999), not only H-structures but also CH-structures were associated with granite formation in Karelia in the Precambrian, as indicated by the lateral distribution of geochemical types of granitoids. Regardless of the age of granite formation, a regional positive magnetic field is above high-barium granites and a regional negative magnetic field above high-rubidium granites. This is quite natural because Ba is an oxiphylic element [Marakushev, 1977], while Rb is an oxyphobic element. As this is characteristic of granites of various geneses (Table 1), a fluid regime is a major contributor to lateral heterogeneity.

Subalkaline granites, in which K_2O concentrations is locally over 10 % and the Fe_2O_3/FeO ratio is high, occur in a regionally positive magnetic field. BaO concentration in K-feldspar is locally over 1 % [Kostomuksha Ore Province, 2015]. Typical representatives of high-Ba granites among igneous bifeldspathic granites are rapakivi granites.

Gas chromatographic analysis of granites from the Salmi massif, made in the Laboratory of Experimental and Theoretical Petrology at the Institute of the Earth's Crust, RAS, Siberian Branch, has shown that rapakivi granites contain elevated concentrations of carbon-group gases (CH_4, CO, CO_2), and compositionally similar ovoid-free granites from the same massif carry elevated hydrogen concentrations [Sviridenko, 1994]. Thus, a fluid regime seems to be a major contributor to the formation of high-Ba and high-Rb types of granite.

Late Archean granitoids shown in the Table 1 are part of the Kalevala volcano-tectonic structure [Kostomuksha…, 2015]. High-Ba granites are common in the central portion of the regional positive magnetic field structure. The regional magnetic field at the margin of this structure is negative and granites are rich in rubidium. Other granites shown in the Table 1 are of Proterozoic age. They are common in the Ladoga volcano-tetonic structure, where high-

Table 1. Geochemical types of Karelian bifeldspathic granites

	Kalevala structure (Ar_2)				Ladoga structure (Pr)							
	Barium		Rubidium		Barium				Rubidium			
	1(17)	2(16)	3(11)	4(6)	5(14)	6(39)	7(6)	8(20)	9(2)	10(5)	11(25)	12(34)
SiO_2	68.06	71.96	73.00	75.53	72.21	72.17	72.55	72.20	73.47	73.65	74.63	74.77
TiO_2	0.39	0.19	0.22	0.11	0.18	0.26	0.26	0.28	0.02	0.03	0.17	0.09
Al_2O_3	15.91	14.92	14.40	13.25	13.99	13.67	14.36	13.33	14.97	15.64	12.42	13.12
Fe_2O_3	1.17	0.87	0.66	0.62	0.52	0.66	0.53	1.00	0.95	0.33	1.29	0.90
FeO	2.31	1.00	1.35	0.77	1.75	1.93	1.15	2.21	0.64	0.63	1.72	1.30
MnO	0.05	0.02	0.05	0.03	0.03	0.03	0.02	0.07	0.02	0.03	0.04	0.02
MgO	1.33	0.22	0.47	0.29	0.63	0.68	0.56	0.36	0.2	0.1	0.11	0.23
CaO	3.15	1.33	1.69	0.75	1.76	1.34	1.51	1.10	0.7	0.68	0.71	0.78
Na_2O	4.12	3.34	4.08	3.74	3.28	3.07	3.19	3.22	3.10	5.0	3.18	3.15
K_2O	2.81	5.49	3.56	4.52	4.63	4.91	4.88	5.36	4.20	2.64	5.05	3.15
P_2O_5	–	–	–	–	0.10	0.10	0.09	0.08	0.16	0.32	0.20	–
Rb	136	122	174	226	134	178	157	244	478	385	313	590
Li	23	9	31	–	14	16	16	38	107	207	67	21
Cs	4	3	6	5	3	3	1	24	36	31	–	9
Ba	1223	2297	583	610	1710	1378	1746	1089	60	135	148	202
Sr	613	516	196	85	339	300	658	102	30	19	85	15
Zr	–	–	–	–	177	214	196	319	37	51	305	154
Y	–	–	–	–	20	22	25	60	–	3	90	118

Note. 1 – Late Archean biotite blastites, West Karelia; 2 – Late Archean subalkaline granites, West Karelia; 3 – Late Archean biotite blastites, Lake Oster, Central Karelia; 4 – Late Archean plagiomicrocline granites, Lake Oster, Central Karelia; 5 – Proterozoic migmatite-granites in a granulite-facies metamorphic zone; 6 – intrusive granites in a granulite-facies metamorphic zone; 7 – Putsaari Island granites, SW Lake Ladoga area; 8 – rapakivi granites, Salmi massif; 9 – muscovitic plagioclase-microcline granites, Matkaselka area; 10 – greysenized granites, Matkaselka area; 11 – equigranular biotite granites, Salmi massif; 12 – protolitionitic granites from the western exocontact zone of the Salmi massif. Oxides, wt %: elements, g/t; the number of analyses is shown in parentheses.

Rb granites occur at the margin of the structure, while high-Rb granites occur in the centre. Moreover, in the central Ladoga structure, south of Sortavala, there is a bipyroxene and biotite-hypersthene granulite-facies metamorphic rock region. Both structures are above-source mantle diapir zones.

The central supradiapir zone of both structures is interpreted as a C-H structure in accordance with F.A. Letnikov's classification. Granite formation here continues at high Po_2. The margin of both structures is a typical H-structure with the manifestation of granite formation at low Po_2. Consequently, geochemical zonation is due to a fluid regime pattern. Elevated concentrations of carbon-group gases in the central supradiapir zone seem to be due to a deeper source. The stable geochemical zonation of granites, independent of age, is essential, because Mo, Be, Sn and W are accumulated in the high-Rb granite region. Hence, the evolution of high-Rb granites under corresponding conditions can be used as a criterion for prospecting of rare-metal deposits. For example, a tin deposit in the western exocontact zone of the Salmi massif is genetically related to high-Rb granites. The high-Ba granite region could be promising for diamond deposits.

REFERENCES

Kostomuksha Ore Province: geology, deep structure and mineralogeny. Petrozavodsk. 2015. 320 p.

Letnikov F.A. Fluid facies of the continental lithosphere and ore formation problems. Vestnik OGGGN, RAS. 1999. No. 4(10).

Letnikov F.A., Leontyev A.N., Gantimurova T.P. Fluid regime of granite formation. Nauka. Siberian Branch. Novosibirsk. 1981. 183 p.

Marakushev A.A. Some geochemical aspects of fluid regime/ Fluid regime of the earth crust and the upper mantle. Irkutsk, 1977. P. 9-10.

Tauson L.V. Geochemical types and the ore potential of grantoids. M.: Наука, 1977. 278 p.

Sviridenko L.P. The evolution of the fluid phase during the crystallization of granite types: Salmi pluton, Karelia, Russia. Mineralogy and Petrology, 1994, vol. 50, p. 59-67.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Sr, Nd И Hf В ПОРОДАХ РЕФТИНСКОГО ГАББРО-ДИОРИТ-ТОНАЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА (ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН СРЕДНЕГО УРАЛА) КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ИХ ГЕНЕЗИСА

Смирнов В.Н., Иванов К.С., Ронкин Ю.Л.

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия,
smirnov@igg.uran.ru, ivanovks@igg.uran.ru, y-ronkin@mail.ru

Урал характеризуется широким развитием габбро-гранитоидных комплексов. Образование таких комплексов традиционно трактуется уральскими геологами как результат кристаллизационной дифференциации базальтовых расплавов, однако проведенное в последние годы изотопно-геохимическое изучение пород одной из наиболее распространенных ассоциаций этого типа, включающей амфиболовые габбро, диориты, кварцевые диориты и тоналиты с незначительным количеством плагиогранитов, показали необходимость существенного пересмотра имевшихся представлений о петрогенезисе этих образований.

Изотопный состав Sr, Nd и Hf в породах рассматриваемой ассоциации был изучен на примере рефтинского габбро-диорит-тоналитового комплекса, который слагает преобладающую часть одноименного габбро-гранитоидного массива (рис. 1), являющегося одним из наиболее крупных в регионе ареалов магматизма этого типа. Массив расположен в пределах среднеуральского сегмента Восточной зоны Урала, представляющей собой полосу палеозойских вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ, а также комагматичных им интрузивных тел, которая протягивается вдоль восточного края открытой части Урала. Он состоит из нескольких тектонических блоков. Наиболее крупный западный блок (60 × 15 км), занимающий более половины площади массива, сложен средне- и крупнозернистыми тоналитами с подчиненным количеством кварцевых диоритов. Амфиболовые габбро и диориты слагают два значительно меньших по размеру блока (2 × 15 и 8 × 25 км) в восточной части массива, отделенных от сложенного гранитоидами западного блока полосой пород офиолитовой ассоциации (см. рис. 1). Габброиды секутся мелкими телами, дайками и жилами плагиоклазовых гранитоидов, варьирующих по составу от кварцевых диоритов до плагиогранитов. Все петрографические разновидности комплекса характеризуются общими особенностями состава, определяющей чертой которого является известковонатриевый тип химизма. Возраст различных по основности пород из разных тектонических блоков близок и ограничивается, по данным U-Pb и Sm-Nd изотопного датирования, достаточно узким интервалом 435–430 млн лет.

Определение параметров Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем в 12 образцах, отобранных в разных частях массива из всех главных петрографических разновидностей изучаемого комплекса (см. рис. 1), проводилосьметодом ID-TIMS в лаборатории геохронологии и геохимии изотопов

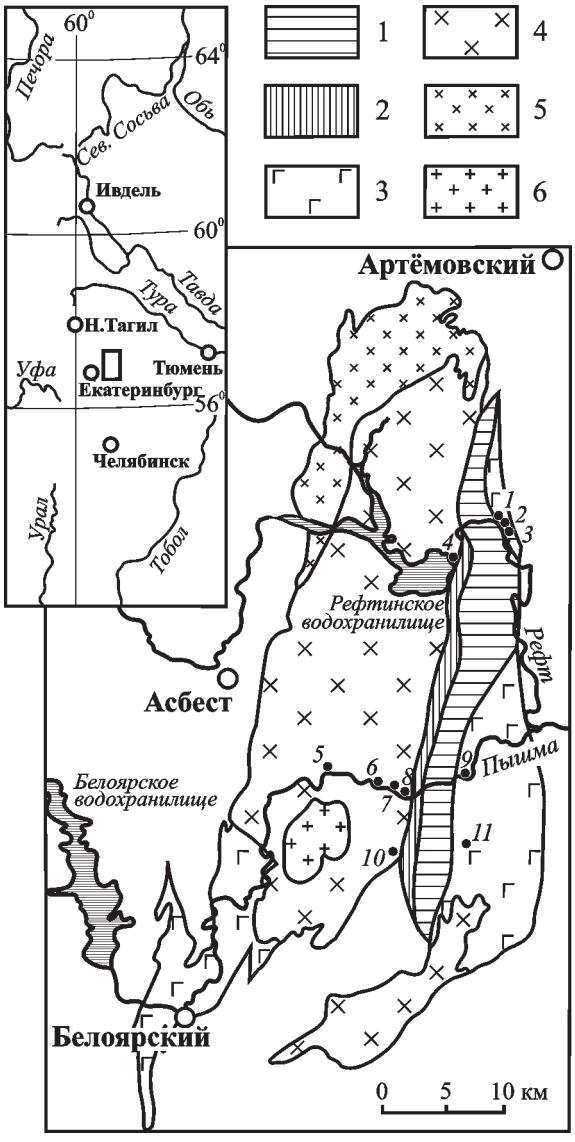


Рис. 1. Схема геологического строения Рефтинского габбро-гранитоидного массива с точками отбора проб для изотопного анализа.

1 – габброиды офиолитовой ассоциации, 2 – комплекс параллельных долеритовых даек, 3 – роговообманковые габбро и диориты рефтинского комплекса, 4 – кварцевые диориты и тоналиты рефтинского комплекса, 5 – позднесилурийские тронъемиты аверинского комплекса, 6 – породы габбро-гранитоидной ассоциации девонского возраста.

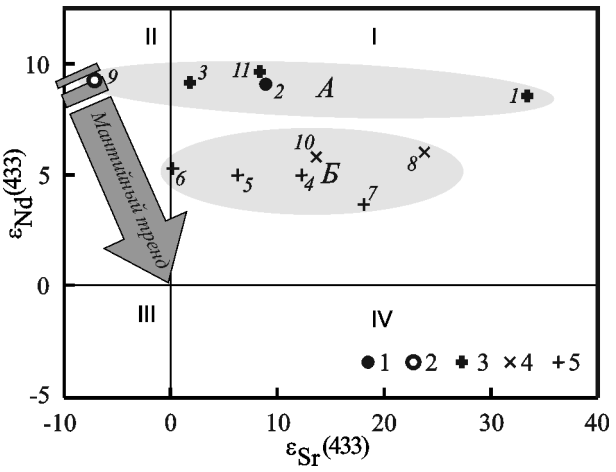


Рис. 2. Корреляционная диаграмма ε_{Sr}–ε_{Nd} для пород рефтинского габбро-диорит-тоналитового комплекса.

1 – габбро, 2 – диорит, 3 – плагиограниты из жильных тел среди габбро,4 – кварцевые диориты, 5 – тоналиты крупного тела (западная половина массива).

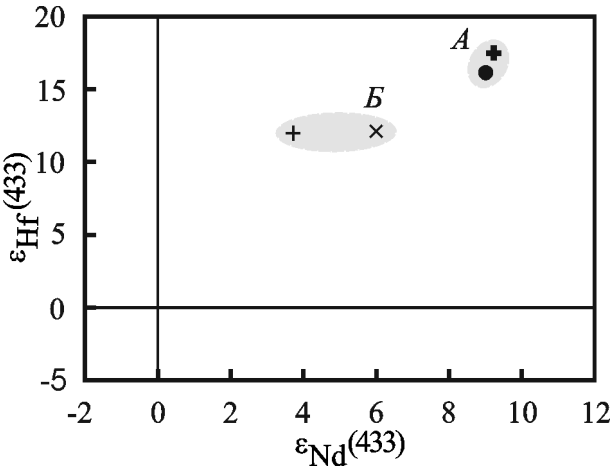


Рис. 3. Корреляционная диаграмма ε_{Nd}–ε_{Hf} для рефтинского габбро-диорит-тоналитового комплекса.

Условные обозначения см. на рис. 2.

Геологического Института КНЦ РАН (г. Апатиты). Анализ Lu-Hf изотопной системы циркона из 4 образцов пород рефтинского комплекса, также отличающихся по составу и геологическому положению, выполнен в Институте Наук о Земле Университета Иоганна Вольфганга Гете (г. Франкфурт-на-Майне, ФРГ) с помощью секторного мультиколлекторного масс-спектрометра ThermoScientificNeptune MC SF ICP-MS интегрированного с лазерной установкой NewWaveResearch UP-213.

В результате проведенных исследований установлено, что рефтинский комплекс включает две группы пород, отчетливо различающиеся по изотопному составу Nd, Hf и величинам вычисленных на основе полученных данных модельных возрастов, что свидетельствует о двух разных источниках исходных для них магм. Это наглядно иллюстрируют корреляционные диаграммы ε_{Sr}–ε_{Nd}и ε_{Nd}–ε_{Hf} (рис. 2, 3), где породы этих двух групп образуют неперекрывающиеся поля. При этом для пород обеих групп характерны одинаковые достаточно широкие вариации первичного отношения изотопов стронция $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.70348–0.70634).

Породы первой группы (поля *А* на рис. 2, 3), представленные габбро, диоритами, а также плагиоклазовыми гранитоидами из прорывающих эти породы даек и жил, по величине $^{143}Nd/^{144}Nd_i$ = 0.512518–0.512573, $\varepsilon_{Nd}(T)$ = 8.6–9.7, $^{176}Hf/^{177}Hf_i$ = 0.282961–0.283019 и ε_{Hf} (T) = 16.2–17.5 близки веществу деплетированной мантии, что свидетельствует об общем для всех этих пород мантийном источнике. Ввиду того, что образование гранитных магм в мантийных условиях невозможно, возникновение расплавов умеренно-кислого и кислого состава с мантийными изотопными характеристиками, родоначальных для гранитоидов жильных тел, по-видимому, следует объяснять результатом дифференциации первичной мантийной магмы базитового состава в промежуточном очаге. Модельные возраста пород этой группы ($T_{Nd}(DM)$ = 371–500 млн лет и $T_{Hf}(DM)$ = = 362–443 млн лет) в пределах точности определения соответствуют времени их кристаллизации.

Вторая группа (поле *Б* на рис. 2 и 3) представлена тоналитами и кварцевыми диоритами, слагающими крупное тело в западной половине массива. Гранитоиды этой группы характеризуются более низкими значениями отношения $^{143}Nd/^{144}Nd_i$ = 0.512265–0.512388, $\varepsilon_{Nd}(433)$ = 3.7–6.0, $^{176}Hf/^{177}Hf_i$ = 0.282826–0.282870, $\varepsilon_{Hf}(T)$ = = 11.1–12.7. Модельные возраста пород этой группы, вычисленные на основе результатов анализа Sm-Nd и Lu-Hf изотопных систем, заметно отличаются по величине (690–889 млн лет и 578–644 млн лет соответственно), обладая при этом важной общей особенностью: они значительно древнее времени кристаллизации пород. Существенное различие между величинами модельных возрастов и временем кристаллизации означает, что в составе источника расплавов, исходных для пород рассматриваемой группы, присутствовало и, скорее всего, преобладало вещество, которое после отделения от мантии достаточно длительное время находилось в составе коры. Согласно результатам выполненных расчетов возраст этой коры неопротерозойский.

При достаточно устойчивом изотопном составе Nd и Hf в породах обеих групп соотношение изотопов стронция сильно варьирует. Минимальное значение величины первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.70348, установленное в породах первой группы (поле *А* на рис. 2), является обычным для пород с мантийным источником. При этом преобладающая часть проб характеризуется повышенной по сравнению с мантийными поро-

дами долей радиогенного Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr_i$ = 0.70411–0.70634), в результате чего они располагаются на этой диаграмме справа от мантийной последовательности. Аналогичные особенности изотопного состава, установленные в породах офиолитовых комплексов и базальтах океанического дна, обычно объясняют результатом их реакции с морской водой. В нашем случае прямой контакт пород рефтинского комплекса с морской водой в процессе кристаллизации был невозможен, однако очень высока вероятность влияния на их изотопный состав флюида, сформировавшегося за счет воды, погруженной в зону субдукции с океаническими осадками. Согласно имеющимся данным, на протяжении лландоверийско–венлокского времени, когда происходило формирование рефтинского комплекса, среднеуральский сегмент Восточной зоны представлял собой окраинное море. Образование базитового расплава, родоначального для пород рассматриваемой группы, происходило при частичном плавлении надсубдукционного мантийного клина, по всей вероятности, при активном участии водного флюида с высоким отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$, поднимавшегося из зоны субдукции в результате дегидратации слэба. Значительные вариации величины $^{87}Sr/^{86}Sr_i$, наблюдаемые в породах, трудно объяснить иначе как неравномерным насыщением образующегося расплава этим флюидом. Вариации изотопного состава Sr в породах второй изотопной группы (поле *Б* на рис. 2) наряду с влиянием флюида могут объясняться также неоднородностью корового источника гранитоидных расплавов.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют, по мнению авторов, о том,что формирование рефтинского комплекса является результатом сближенных по времени и в пространстве процессов магмообразования в коре и мантии. Роль дифференциации мантийной базитовой магмы формировании петрографического состава комплекса была незначительна.

ГЕНЕЗИС АЛЬБИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ В МИАРОЛОВЫХ ПЕГМАТИТАХ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПАМИРА (ЖИЛА ЛЕСХОЗОВСКАЯ)

Соколова Е.Н., Кунгулова Э.Н.**, Бухарова О.В.**, Смирнов С.З.**

*Новосибирский государственный университет, Институт геологии и минералогии СО РАН им. В.С. Соболева, Новосибирск, Россия, ekaterina@igm.nsc.ru, ssmr@igm.nsc.ru
**Томский государственный университет, Томск, Россия, kun2609@mail.ru, getina@ggf.tsu.ru

Полевые шпаты являются главными минералами гранитных пегматитов и кристаллизуются в течение всего процесса их образования. Это позволяет использовать вариации их химического состава и структурных особенностей как критерии для реконструкции условий пегматитообразования и выделения стадий образования различных парагенезисов (Пущаровский, 2000). В данной работе изучены альбитовые ассоциации миароловых пегматитов жилы Лесхозовская (Юго-Западный Памир), которая относится к субредкометалльным пегматитам кристаллоносной формации, турмалинового минерагенетического ряда (Загорский и др., 1999). Исследования проводились с применением рентгеноспектрального микроанализа и рентгеноструктурного анализа (ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ, г. Томск). Содержание редких элементов в расплавных включениях определено методами вторично-ионной масс-спектрометрии (Ярославский филиал физико-технического института академии наук, г. Ярославль) и LA ICP-MS, во флюидных включениях – методом LA ICP-MS (НГУ, г. Новосибирск).

По структурно-минералогическим признакам в жиле от зальбандов к центру уверенно выделяются три комплекса: кварц-полевошпатовый, околомиароловый и собственно миароловый. В свою очередь, кварц-полевошпатовый комплекс можно разделить на три зоны: краевую кварц-двуполевошпатовую с лейстами биотита, кварц-плагиоклазовую с турмалином и калишпатовую блоковую. Многочисленные миаролы распределены неравномерно, приурочены как к кварц-плагиоклазовой зоне с турмалином, так и калишпатовойблоковой. Околомиароловый комплекс представлен мусковит-кварц-альбитовым агрегатом, который преимущественно локализуется вокруг миарол, аналогичные ассоциации выполняют трещины на удалении от них.

В пегматитовой жиле Лесхозовская альбит – это основной породообразующий минерал, распространенный во всех комплексах, кроме миаролового. На основе исследования морфологии, особенностей состава и кристаллической структуры плагиоклаза различных комплексов выделены пять генераций этого минерала (табл. 1).

В краевой части жилы плагиоклаз ассоциирует скварцем, ортоклазом и биотитом, образуя пегматит равномерной средне-крупнозернистой структуры. Биотит представляет собой лейсты размером до 2 см и составляет около 30 % породы. Полевой шпат представлен КПШ и плагиоклазом, индивиды которых субизометричны размером до 1 см. В этой зоне калиевый полевой шпат доминирует (его количественное соотношение с плагиоклазом составляет 6:2). Этот плагиоклаз отнесен к I генерации. По составу он относится к альбит-олигоклазу. Плагиоклаз I генерации имеет минимальную для жилы Лесхозовской степень упорядоченности структуры 0.84. В калиевом полевом шпате краевых минеральных ассоциаций жилы отмечается наличие пертитов распада, представляющих собой альбит II генерации. Размеры ламелей составляют 1000 × 100 нм.

В кварц-плагиоклазовой зоне с турмалином распространены I и III генерации плагиоклаза. Плагиоклаз первой генерации, относительно плагиоклаза кварц-двуполевошпатовой зоны с биотитом, более кислый и упорядоченный. Альбит третьей генерации образует псевдоморфозы по калиевому полевому шпату, с образованием реликтов последних (размером до 200 мкм) и характеризуется как «шахматный» альбит. Альбит III генерации содержит максимальное количество Ca среди плагиоклазов Лесхозовской жилы. Для данной минеральной ассоциации характерно наличие срастаний турмалина с кварцем (псевдографика), а также обрастание некоторых кристаллов шерла эльбаитовой рубашкой.

В зернах калиевого полевого шпата блоковой зоны наблюдается развитие пертитов замещения, которые образуют IV генерацию альбита. Он представляет собой вростки неправильной формы размером до 1 мм.

Альбит V генерации в ассоциации с мусковитом и кварцем слагает околомиароловый комплекс Лесхозовской жилы. Этот альбит образует тонкопластинчатые кристаллы размером до 2.5 мм, выполняяпространствомежду зернами минералов. При приближении к миаролам его количество заметно увеличивается. Для него характерен наивысший показатель степени упорядоченности структуры, что говорит о медленной кристаллизации минерального вида в условиях низких температур. Альбит V ассоциирует с пирохлором, колумбит-танталитом, цирконом, уранинитом, молибденитом.

Таким образом, проведенные исследования позволяют заключить, что на начальных стадиях пегматитообразования кристаллизация альбита первой генерации кварц-полевошпатового комплекса происходила из

Таблица 1. Характеристика альбита различных генераций миароловых пегматитов Лесхозовской жилы

Комплекс	Кварц-полевошпатовый					Околомиароловый
Зона	Кварц-двуполевошпатовая с лейстами биотита		Кварц-плагиоклазовая с турмалином		Калишпатовая блоковая	Мусковит-кварц-альбитовый агрегат
Генерация	I	II	I	III	IV	V
SiO_2	67.66	69.04	68.35	66.61	70.02	69.21
Al_2O_3	20.56	19.59	19.98	20.75	19.15	19.66
CaO	1.05	н.п.о.	0.66	2.34	0.33	0.74
Na_2O	9.82	10.14	9.93	9.93	11.01	10.83
K_2O	0.17	н.п.о.	н.п.о.	0.3	0.32	0.4
Сумма	99.26	98.77	98.92	99.92	100.83	100.83
Формульные коэффициенты (на 8 атомов О)						
Si	2.95	3.01	2.98	2.94	3.05	3.02
Al	1.06	1.01	1.03	1.08	0.98	1.01
Ca	0.05	н.п.о.	0.03	0.11	0.01	0.03
Na	0.91	0.94	0.92	0.85	0.93	0.91
K	0.01	н.п.о.	н.п.о.	0.02	0.02	0.02
Структурная упорядоченность	0.84	Нет данных	0.87	0.90	Нет данных	0.93
Номер плагиоклаза	12	7	8	16	8	4
Морфология	Субизометричные зерна размером до 1 см	Пертиты распада в кпш	Субизометричные зерна размером около 1 см	«Шахматный» альбит	Метасоматические пертиты в кпш	Тонкопластинчатые агрегаты размером до 2.5 мм
Минеральная ассоциация	Кварц, ортоклаз, биотит	Ортоклаз	Кварц, ортоклаз, шерл	Кварц, шерл, шерл-эльбаит	Микроклин	Кварц, шерл-эльбаит, эльбаит, акцессорные минералы

Примечание. Содержания оксидов элементов приведены в мас. %.

расплава, на что указывает наличие расплавных включений в кварце из парагенетической ассоциации. Альбит второй генерации образовался при постепенном понижении температуры и является продуктом распада твердого раствора.

Альбит последующих генераций в более поздних минеральных ассоциациях является вторичным и имеет метасоматическую природу. Анализ состава расплавных и флюидных включений различных комплексов жилы указывает, что Na_2O/K_2O в расплавных включениях составляет около 1, а во флюидных включениях это отношение существенно больше 1, в то время как абсолютные содержания примерно одинаковые. Это подтверждает, что агентом транспорта Na и средой кристаллизации альбита III генерации могла являться флюидная фаза. Данный флюид имел борат-борнокислый состав и обогащен Na и Ca.

Воздействуя на ранее образованные полевошпатовые ассоциации, этот флюид способствовал появлению «шахматного» альбита, с содержанием кальциевого минала более 10 %. В промежутках между крупными кристаллами полевых шпатов образовались псевдографические срастания кварца и турмалина. Под воздействием флюида зерна шерла обрастали эльбаитовой рубашкой с формированием корродированных границ.

На заключительных стадиях пегматитообразования из этого флюида формировался альбит, который совместно с кварцем и мусковитом слагает ореолы вокруг миарол и альбитовые прожилки в виде метасоматических жил на удалении от них.

Источником элементов для формирования редкометалльной акцессорной минерализации в околомиароловом комплексе могли служить как борные флюиды (W 200–2000 ppm, Nb и Ta до 30 ppm, Cs и Li – 1000–5000 ppm), так и водно-силикатные жидкости (Nb до 100 ppm, Ta – 30–400ppm, Cs до 10 000 ppm, Rb – 1000-2000 ppm) – специфические водно-силикатные минералообразующие среды, богатые редкими и флюсующими компонентами.

Итак, в ходе проделанной работы установлен генезис альбититовых ассоциаций миароловых пегматитов Лесхозовской жилы. Первая генерция альбита образовалась на ранних стадиях процесса из расплава, вторая генерация является продуктом распада твердого раствора. Альбит, слагающий кварц-полевошпатовый комплекс, имеет метасоматическую природу и формировался при воздействия боратно-борнокислотного-субщелочного флюида на ранее образованные породы. Следует отметить, что отложение наиболее богатой акцессорной минерализации в околомиароловом комплексе происходило как из водной, так и из силикатной фазы. Скорее всего оно связано с воздействием флюида, вызывающим метасоматическое замещение полевошпатовых ассоциаций.

Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ № МК-5367.2016.5

ЛИТЕРАТУРА

Загорский В.Е. Миароловые пегматиты / В.Е. Загорский, И.С. Перетяжко, Б.М. Шмакин. Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма РАН, 1999. 488 с.

Пущаровский Д.Ю. Рентгенография минералов / Д.Ю. Пущаровский. М.: ЗАО «Геоинформак», 2000. 292 с.

GENESIS OF ALBITE ASSOCIATIONS IN THE MIAROLITIC PEGMATITES OF SOUTHWESTERN PAMIR (VEIN LESKHOZOVSKAYA)

Sokolova E.N., Kungulova E.N.**, Bukharova O.V.**, Smirnov S.Z.**

*Novosibirsk State University, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch RAS, Novosibirsk, Russia, ekaterina@igm.nsc.ru, ssmr@igm.nsc.ru
**Tomsk State University, Tomsk, Russia, kun2609@mail.ru, getina@ggf.tsu.ru

Feldspars are the main minerals of granite pegmatites and crystallize throughout the entire process of their formation. This allows us to use variations in their chemical composition and structural features as criteria for reconstructing the conditions of pegmatite formation and identifying the stages of formation of various parageneses [Pushcharovsky, 2000]. In this paper have been studied the albite association of miaroliticpegmatites of Leskhozovskaya vein (South-Western Pamir), which refers to the rare-element rich tourmaline bearing miaroliticpegmatities [Zagorskyet al., 1999]. Studies were conducted by using X-ray microanalysis and the X-ray analysis (Center of collective usage "Analytical Center of Geochemistry of Natural Systems", Tomsk). The content of rare elements in the melt inclusions was defined by the methods of secondary-ion mass spectrometry (Yaroslavl Branch of the Physico-Technical Institute of the Academy of Sciences) and of LA ICP-MS. The LA ICP-MS method (Novosibirsk State University) has been also used in the fluid inclusions.

According to the structural and mineralogical features, three complexes are confidently distinguished from the casing to the center: quartz-feldspar, near-miarolitic and actually miarolitic. In turn, the quartz-feldspar complex can be divided into three zones: edge Two-feldspar quartz with blades of biotite, quartz-plagioclase with tourmaline andblock K-feldspar. Numerous miarolitic cavitiesare irregularly distributed and related both tothe quartz-plagioclase zone with tourmalineand to theblock K-feldspar. Near-miaroliticcomplexis represented bymuscovite-quartz-albiteaggregate, which principally is localized around the miarolitic cavities. Similar associations perform cracks at a distance from them.

Albitein the pegmatite vein Leskhozovskaya is the main rock-forming mineraland prevalent in all the complexes, except miarolitic. Five generations of this mineral are highlighted and based on the study of morphology, composition features and the crystalline structure of plagioclase of various complexes (Table 1).

Plagioclase associates with quartz, orthoclase andbiotitein the edge part of the vein and forming a pegmatite of an equable medium-coarse-grained structure. Biotite is a bladeswith a size of up to 2 cm and is about 30 % of the rock.Feldspar is represented by K-feldspar and plagioclasewhose individuals are subisometric in size up to 1 cm. K-feldspar dominatesin this zone (quantitative ratio with plagioclase is 6:2). This plagioclase is assigned to the I generation. By compositionit refers to albite-oligoclase.Plagioclase of I generationhas a minimal degree of structure ordering for the Leskhozovskaya vein – 0.84. K-feldsparofedgepartoftheveinassociationhasperthites of decay which are an II albite generation. Size of the lamellaeis 1000 × 100 nm.

I and III generations of plagioclase is prevalent in the quartz-plagioclase zone with tourmaline. Plagioclase of the first generation, relative to the plagioclase of the two-feldsparquartz zonewithbladesofbiotite, is more acidic and ordered. The third generation albite forms pseudomorphs over K-feldspar, with the formation of relicts of the latter (up to 200 μm in size) and is characterized as a chess-board albite. It contains the maximum amount of Ca among the plagioclases of Leskhozovskaya vein. This mineral association is characterized by the presence of intergrowths of tourmaline with quartz (pseudographics), as well as the fouling of some crystals of the schorl by an «elbaiteshirt».

Growth of substitution perthites is observed and constitutes IV generation of albite in the grains of block K-feldspar. It is an irregularly shaped intergrowths of up to 1 mm.

Albiteof V generation in association with muscovite and quartz constitutes the near-miarolitic complex of Leskhozovskaya vein. This albite forms thin-plate crystals up to 2.5 mm in size, performing the space between the grains of minerals. Its amount is markedly increased toward the miaroliticcavities. Itischaracterized by the highest indicator of the degree of orderliness of the structure which indicates the slow crystallization of the mineral species under low-temperature conditions. Albite V associates withpyrochlore, columbite-tantalite, zircon, uraninite, molybdenite.

Thus, the conducted studies allow us to conclude that at the initial stages of pegmatite formation, the albite crystallization of the first generation of the quartz-feldspar complex originated from the melt. This is indicated by the presence of melt inclusions in quartz from the paragenetic association. Albite of second generation was formed with a gradual decrease in temperature. This is the product of solid solution decomposition.

Table 1. Albitecharacteristic of miaroliticpegmatites various generations at the Leskhozovskaya vein

Complex	Quartz-feldspar					Near-miarolitic
Zone	Two-feldspar quartz with-blades of biotite		Quartz-plagioclase with tourmaline		Block K-feldspar	Muscovite-quartz-albiteaggregate
Generation	I	II	I	III	IV	V
SiO_2	67.66	69.04	68.35	66.61	70.02	69.21
Al_2O_3	20.56	19.59	19.98	20.75	19.15	19.66
CaO	1.05	Below the de-tection limit	0.66	2.34	0.33	0.74
Na_2O	9.82	10.14	9.93	9.93	11.01	10.83
K_2O	0.17	Below the de-tection limit	Below the de-tection limit	0.3	0.32	0.4
Total	99.26	98.77	98.92	99.92	100.83	100.83
Formulacoefficients (On 8 atoms of O)						
Si	2.95	3.01	2.98	2.94	3.05	3.02
Al	1.06	1.01	1.03	1.08	0.98	1.01
Ca	0.05	Below the de-tection limit	0.03	0.11	0.01	0.03
Na	0.91	0.94	0.92	0.85	0.93	0.91
K	0.01	Below the de-tection limit	Below the de-tection limit	0.02	0.02	0.02
Structuralordering	0.84	No data	0.87	0.90	No data	0.93
Numberofplagioclase	12	7	8	16	8	4
Morphology	Subisometric grainsup to 1 cm in size	Perthiteof de-cay in K-feldspar	Subisomet-ric grains about 1 cm in size	Chess-board albite	Metasoma-ticperthitein the K-feldspar	Thin-plate aggregatesup to 2.5 mm in size
The Mineral Association	Quartz, orthoclase, biotite	Orthoclase	Quartz, orthoclase, schorl	Quartz, schorl, schorl-elbaite	Microcline	Quartz, schorl-elbaite, elbaite, accessory minerals

Note. The contents of element oxides are reported in percent by weight.

The albite of next generations in later mineral associations is secondary and has a metasomatic origin. Analysis of the composition of melt and fluid inclusions of different vein complexes indicates what Na_2O/K_2O in melt inclusions is about 1 but and in fluid inclusions this ratio is significantly greater than 1, while the absolute contents are approximately the same. This confirms that the fluid phase could be the transport agent of Na and the crystallization environment of the albite of III generation. This fluid had borate and tetraboratas composition and is enriched in Na and Ca.

This fluid contributed to the appearance of chess board albitewith a calcium minal content of more than 10 % by the influencing previously formed feldspath associations. Pseudografic fusion of quartz and tourmaline formed in the intervals between large crystals of feldspars. Under the influence of the fluid, the grain of the schorl intergrowths by an elbaite with the formation of corroded boundaries.

Albite was formed from this fluid at the final stages of pegmatite formation. Albite with quartz and muscovite composes aureole around the miaroliticcavitites and albite veins accompaniment in the form of metasomatic veins at a distance from them.

The source of elements for the formation of rare metal accessory mineralization in the near-miarolitic complex could be both boron fluids (W – 200–2000 ppm, Nb and Ta up to 30 ppm, Cs and Li – 1000–5000 ppm) and water-silicate fluids (Nb up to 100 ppm, Ta – 30–400 ppm, Cs up to 10 000 ppm, Rb – 1000–2000 ppm) – specific water-silicate mineral-forming environments rich in rare andfluxing components.

Summarize, in the course of the work done, the genesis of albitite associations of miaroliticpegmatites of the Leskhozovskaya vein is established. The first generation of albite was formed in the early stages of the process from the melt; the second generation is the product of the decay of the solid solution. The albite composing the quartz-feldspar complex has a metasomatic origin and was formed under the influence of the borate-boronic acid-subalkaline fluid on previously formed rocks. It should be noted that the accumulation of the richest accessory mineralization in the near-miarolitic complex occurred both from the aqueous and from the silicate phase. Probably it is associated with the effect of fluid, causing metasomatic replacement of feldspar associations.

The work was supported by the grant from the President of the Russian Federation № MK-5367.2016.5

REFERENCES

Zagorsky V.E. Miaroliticpegmatites / V.E. Zagorsky, I.S. Peretyazhko, B.M. Shmakin. Novosibirsk: Science. Siberian Publishing Company RAS, 1999. 488 p.

Pushcharovsky D.Y. Radiography of minerals / D.Y. Pushcharovsky. M.: CJSC «Geoinformak», 2000. 292 p.

ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МУЛЬТИКОЛЛЕКТОРНОЙ МАСС-СПЕКТРОМЕТРИИ ДЛЯ АНАЛИЗА НЕТРАДИЦИОННЫХ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ

Солошенко Н.Г., Стрелецкая М.В., Киселева Д.В.

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия,
soloshenko@igg.uran.ru

Несмотря на то, что изотопный состав элементов в природе в первом приближении принято считать постоянным, вариации в изотопном составе все же имеют место [Vanhaecke et al., 2009]. Причиной таких вариаций могут служить радиоактивный распад долгоживущих радионуклидов (например, бета-распад ^{87}Rb с образованием ^{87}Sr), различия в физико-химическом поведении изотопов, обусловленные термодинамикой масс-зависимых процессов. Кроме того, для некоторых элементов (таких как S, Mo, Ru, Sn и Hg) было обнаружено аномальное или масс-независимое изотопное фракционирование, связанное со спиновыми эффектами. Безусловно, одним из факторов, приводящих к фракционированию изотопов, является деятельность человека. Наиболее ярким примером здесь является получение уранового топлива, обогащенного ^{235}U.

По причине того, что объектом исследования в изотопном анализе являются весьма незначительные изменения в изотопном составе элемента, основополагающей характеристикой его является прецизионность. Квадрупольные и одноколлекторные магнитосекторные масс-спектрометры с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) значительно уступают многоколлекторным в прецизионности при анализе изотопных отношений. По основным характеристикам последние составляют достойную конкуренцию оборудованию для термоионизационной масс-спектрометрии (ТИМС), признанной эталонным методом изотопного анализа элементов-металлов. Более того, одним из преимуществ мультиколлекторных ИСП-МС является возможность ионизации в плазме элементов с высоким потенциалом ионизации, таких как, например, медь, при работе с которыми ТИМС испытывает трудности.

Различия в эффективности экстракции, передачи и детектировании ионов, как масс-зависимых процессов, приводят к значительному изменению измеряемого «реального» изотопного отношения от его истинного значения. Этот эффект получил название масс-дискриминации (mass bias) и может достигать нескольких процентов на атомную единицу массы. Очень важно понимать разницу между масс-дискриминацией оборудования с индуктивно-связанной плазмой и масс-фракционированием в термо-ионизационных приборах. В то время как величина масс-фракционирования меняется с течением времени (в связи с незначительными изменениями в ионном пучке), масс-дискриминация остается постоянной для конкретного изотопа элемента. Существует два основных типа коррекции масс-дискриминации на оборудовании с индуктивно-связанной плазмой: использование внешнего и внутреннего стандарта.

Применение внешнего стандарта подразумевает измерение изотопного стандарта интересующего элемента и определение коэффициента масс-дискриминации, который в дальнейшем возможно применять для коррекции результатов измерения неизвестной пробы. Один из частных случаев данного способа – метод брекетинга – чередование в пределах измерительной сессии стандарт-образец-стандарт. Применение внутреннего стандарта заключается в добавлении в анализируемый образец стандарта элемента с близкой массой (например, таллий при изотопном анализе свинца). По коэффициенту масс-дискриминации добавки проводят коррекцию результатов определяемых изотопных отношений. Кроме указанных способов коррекции могут применяться внутренняя коррекция или двойное изотопное разбавление. Под внутренней коррекцией подразумевается коррекция на изотопное отношение, считающееся постоянным (например ^{88}Sr/^{86}Sr). Двойное изотопное разбавление подразумевает добавление изотопной метки из двух изотопов изучаемого элемента.

Среди множества задач, решаемых с помощью мультиколлекторной масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой, особо выделяется изотопный анализ нетрадиционных стабильных изотопов. К нетрадиционным стабильным изотопам относят Li, Mg, Ti, V, Cr, Mo, Fe, Ni, Zn, Cd, Hg, Tl, Si, Ge, Sn, Cl, Sb, Te, Se, а также стабильные изотопы таких элементов, как Sr, Rb, Nd, U [Teng et al., 2017]. В отличие от традиционных, эти изотопы имеют ряд отличительных геохимических свойств. Так как все эти элементы являются микроэлементами, их концентрации в геологических резервуарах широко варьируют. Среди этих элементов есть как летучие (цинк, калий), так и тугоплавкие (титан). Многие из них являются редокс-чувствительными и биологически активными, имеют высокие атомные числа и более двух стабильных изотопов. Все эти особенности предполагают различие в механизмах природного фракционирования, что, в свою очередь, делает их уникальными трасерами космохимических, геохимических и биологических процессов. Остановимся более подробно на таких нетрадиционных стабильных изотопах, как медь и цинк.

Первые измерения изотопного состава меди и цинка были сделаны методом ТИМС [Moynier et al., 2017]. По причине наличия всего двух природных изотопов, при изотопном анализе меди методом ТИМС невозможно правильно учесть инструментальное фракционирование. В отличие от меди, цинк вполне пригоден для измерения данным методом, особенно в сочетании с двойным изотопным разбавлением. Но все же, большинство изотопных данных по меди и цинку получено на оборудовании с индуктивно-связанной плазмой методом брекетинга либо двойным изотопным разбавлением, в случае цинка. Кроме того, коррекция масс-дискриминации возможна методом внутреннего стандарта (нормировка меди по цинку и наоборот), также существуют работы по изотопному анализу меди с никелем в качестве внутреннего стандарта.

Прецизионность измерения изотопных отношений меди и цинка напрямую зависит от корректности учета масс-дискриминации и качества подготовки образцов, а именно степени очистки определяемого элемента, низкого уровня холостого опыта по сравнению с содержанием меди и цинка в образце и высокого количественного выхода. Подготовка образцов обычно заключается в хроматографическом выделении чистых фракций аналита на ионообменных смолах в одну или несколько стадий (повторное очищение) [Borrok et al., 2007; Dirks et al., 2010; Marechal et al., 1999, 2002]. При масс-спектрометрическом измерении важно следить за наличием возможных интерференций, например, наложение никеля на цинк на 64 массе. Для меди прямых интерференций на оба изотопа не зафиксировано, однако формирование аргидов ($^{23}Na^{40}Ar^{+}$, $^{25}Mg^{40}Ar^{+}$) может приводить к получению аномальных результатов измерения изотопных отношений.

Полученные изотопные данные, как правило, приводят в виде величины δ (‰), рассчитываемой по формулам:

$$\delta^{65}Cu = \left[\frac{\left({}^{65}Cu / {}^{63}Cu \right)_{обр}}{\left({}^{65}Cu / {}^{63}Cu \right)_{SRM\,976}} - 1 \right] \times 1000,$$

$$\delta^{x}Zn = \left[\frac{\left({}^{x}Zn / {}^{64}Zn \right)_{обр}}{\left({}^{x}Zn / {}^{64}Zn \right)_{JMC-Lyon}} - 1 \right] \times 1000$$

NIST SRM 976 и JMC 3-0749C (обычно именуемый JMC-Lyon) являются доступными для приобретения стандартами с постоянным изотопным составом, данные по которым опубликованы во множестве работ.

В лаборатории физико-химических методов исследования вещества Института геологии и геохимии РАН, г. Екатеринбург, ведутся работы по освоению методики изотопного анализа меди цинка. Поставлена методика хроматографического выделения меди и цинка с использованием двух разных типов хроматографических смол – AG MP-1 и Cu (Triskem). Проведено измерение изотопных стандартных образцов меди и цинка на мультиколлекторном масс-спектрометре Neptune Plus для определения дрейфа изотопных отношений в течение измерительной сессии и подбора оптимальных параметров метода брекетинга. Кроме того, проведен анализ геологических стандартных образцов AGV-2 и BHVO-2. Полученные данные хорошо согласуются с опубликованными.

Авторы выражают признательность д.г.-м.н. Валерию Николаевичу Удачину (ИМин УрО РАН, г. Миасс) за любезно предоставленные образцы хроматографической смолы AG MP-1 и изотопных стандартов меди и цинка NIST SRM 976 и JMC 3-0749C.

ЛИТЕРАТУРА

Borrok D., Wanty R.B., Ridley W.I., Wolf R., Lamothe P.J., Adams M. Separation of copper, iron, and zinc from complex aqueous solutions for isotopic measurement // Chemical Geology. 2007. V. 242. P. 400-414.

Dirks C., Scholten B., Happel S., Zulauf A., Bombard A., Jungclas H. // Characterisation of a Cu selective resin and its application to the production of 64Cu. J Radioanal. Nucl. Chem. 2010. V. 28. P. 671-674.

Marechal C., Telouk P., Albarede F. Precise analysis of copper and zinc isotopic compositions by
plasma-source mass spectrometry // Chemical Geology. 1999. V. 156. P. 251-273.

Marechal C., Albarede F. Ion-exchange fractionation of copper and zinc isotopes // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2002. V. 66. P. 1499-1509.

Moynier F., Vance D., Fujii T., Savage P. The Isotope Geochemistry of Zinc and Copper // Reviews in Mineralogy & Geochemistry. 2017. V. 82. P. 543-600.

Vanhaecke F., Balcaen L., Malinovsky D. Use of single-collector and multi-collector ICP-mass spectrometry for isotopic analysis // J. Anal. At. Spectrom. 2009 V. 24. P. 863-886.

Teng F., Dauphas N., Watkins J. Non-Traditional Stable Isotopes: Retrospective and Prospective // Reviews in Mineralogy & Geochemistry. 2017. V. 82. P. 1-26.

ИЗМЕРЕНИЕ ИЗОТОПНЫХ ОТНОШЕНИЙ СТРОНЦИЯ МЕТОДОМ БРЕКЕТИНГА НА МК ИСП-МС NEPTUNE PLUS

Стрелецкая М.В., Зайцева М.В., Киселева Д.В.

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия,
isotop-igg@mail.ru

Помимо традиционного и общепризнанного изотопного анализа стронция в геохимии и геохронологии большую популярность приобретает изотопный анализ стронция в таких областях науки, как археология, биология и медицина. Изотопный состав стронция является относительно новым, но уже важным источником палеонтологической, археологической и палеоэкологической информации, по которой, в частности, можно объективно судить о путях и условиях миграции древних животных и человека. Это обусловлено тем, что изотопный состав упомянутых выше микроэлементов транслируется в биосферу из горных пород по трофическим цепям от животных (питьевая вода и пища) вплоть до человека практически без изменения. Соответствующая информация может быть получена непосредственно по костному детриту, в котором стронций изоморфно замещает кальций [Copeland et al., 2008].

Выбор оборудования для выполнения такого типа работ делается в пользу мультиколлекторных приборов с индуктивно-связанной плазмой [Horsky et al., 2016]. Это объясняется большей пропускной способностью оборудования. Коррекцию масс-дискриминации в данном случае возможно проводить тремя способами: 1) методом двойного изотопного разбавления стронция; 2) внутренней коррекцией на вводимый дополнительно элемент с известным изотопным составом (например, цирконий) и 3) внешней коррекцией методом брекетинга SSB (standard sample bracketing). Первый метод обеспечивает высокую точность, но подразумевает наличие изотопной метки стронция, что очень затратно в финансовом плане. Второй способ также имеет некоторые процедурные трудности, исходящие из неоднозначной корреляции механизмов дискриминации стронция и циркония. Третий способ является наиболее подходящим для целей археологии, биологии и медицины, т.к. сочетает в себе простую процедуру подготовки и измерения образцов с приемлемой точностью и воспроизводимостью результатов измерения для последующей интерпретации данных.

В данной работе были проведены исследования, необходимые для успешного применения метода брекетинга при измерении изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$. Суть метода брекетинга заключается в последовательном измерении по принципу стандарт-образец-стандарт. В качестве стандарта используется стандартный образец изотопного состава стронция NIST SRM 987 (USA Geological Survey, США). Поставленные задачи включали установление скорости фракционирования стронция в измерительной сессии, определение влияния интерферирующего влияния рубидия при измерении на МК ИСП МС и анализ стандартного образца апатита.

Все работы выполняли в помещениях с классами чистоты 6, 7 ИСО Института геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург. Лабораторная посуда и материалы, соприкасающиеся с реагентами и образцами, изготовлены из PFA (Savillex, США) или PTFE. Все реагенты были дважды очищены при температуре ниже температуры кипения (Savillex, США; Berghof, Германия). Для хроматографического выделения стронция использовали специфическую смолу Sr resin (Triskem inc., Франция) [Horwitz et al., 1992; Muynck et al., 2009]. Смолу загружали в стандартные полипропиленовые колонки (Triskem, Франция) со следующими параметрами слоя смолы: d = 0.8 см, h = 2 см [Streletskaya et al., 2017]. Поверх смолы в колонку устанавливалась специальная фритта-заглушка для предотвращения взмучивания смолы. Схема подготовки образцов к масс-спектрометрическому определению изотопных отношений приведена на рис. 1.

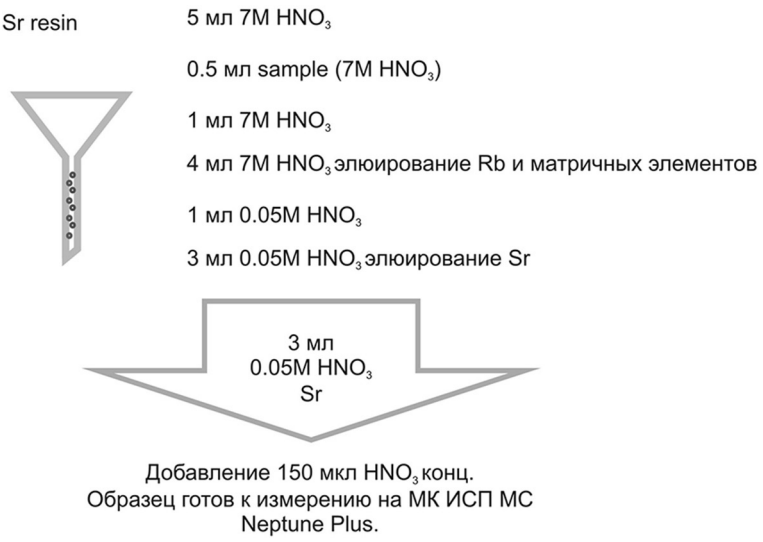


Рис. 1. Схема подготовки образцов к изотопному анализу стронция на МК ИСП МС.

Измерения изотопного состава стронция проводили на мультиколлекторном магнито-секторном масс-спектрометре с двойной фокусировкой Neptune Plus (Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург). Для оценки правильности и долговременной воспроизводимости измерительной процедуры использовали стандарт изотопного состава стронция NIST SRM 987: $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.710266 \pm 8$ (1SD, N = 23).

Для установления скорости фракционирования стронция в течение измерительной сессии измеряли чистый стандарт NIST SRM 987 и определяли изменение значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в процентном выражении от предыдущего измерения. Приемлемая величина дрейфа должна составлять не более 0.02 %. Данным условиям в нашем случае отвечает схема "стандарт-образец-образец-стандарт", которая и была использована при последующих измерениях.

Для определения интерферирующего влияния стронция при измерении готовили смеси стандартного раствора NIST SRM 987 с моноэлементным раствором рубидия (Inorganic Ventures, США) в соотношениях Sr:Rb – 1:0, 1:1, 1:10, 1:100. Все смеси пропускали через хроматографическую колонку перед измерением. Измерительную сессию проводили следующим образом: измерение холостой пробы (blank), "стандарт-образец-образец-стандарт". Как видно из рис. 2, при исходном содержании в смеси рубидия в количестве в 10 раз превышающем содержание стронция, измеряемые значения, полученные после хроматографического измерения, лежат на верхней границе допустимых значений. Таким образом, для образцов с содержанием рубидия, превышающим содержание стронция, целесообразно осуществлять процедуру хроматографической очистки стронция дважды.

Для определения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в природном образце использовали стандарт апатита Durango (Durango City, Мексика). Навески (5–10 мг) растворяли в концентрированной азотной кислоте на горячей плитке и выпаривали досуха. Затем проводили хроматографическое выделение стронция в соответствии со схемой, приведенной выше. Полученные результаты хорошо согласуются с литературными данными [Yang et al., 2014].

В результате проделанной работы была отработана схема измерения изотопных отношений стронция методом брекетинга на МК ИСП МС Neptune Plus, определено влияние рубидия на результаты измерения стронция из раствора, а также проведен анализ стандартного образца апатита. Полученные результаты подтверждают пригодность данного метода для работы с образцами для определения изотопного состава стронция. При этом, стоит отметить, что метод не подходит для геохронологических исследований, т.к. в нем отсутствует возможность выделения рубидия, а также затруднено его измерение из раствора. Кроме того, метод не позволяет определить содержания рубидия и стронция в образце, следовательно, для целей геохронологии главным методом остается метод изотопного разбавления.

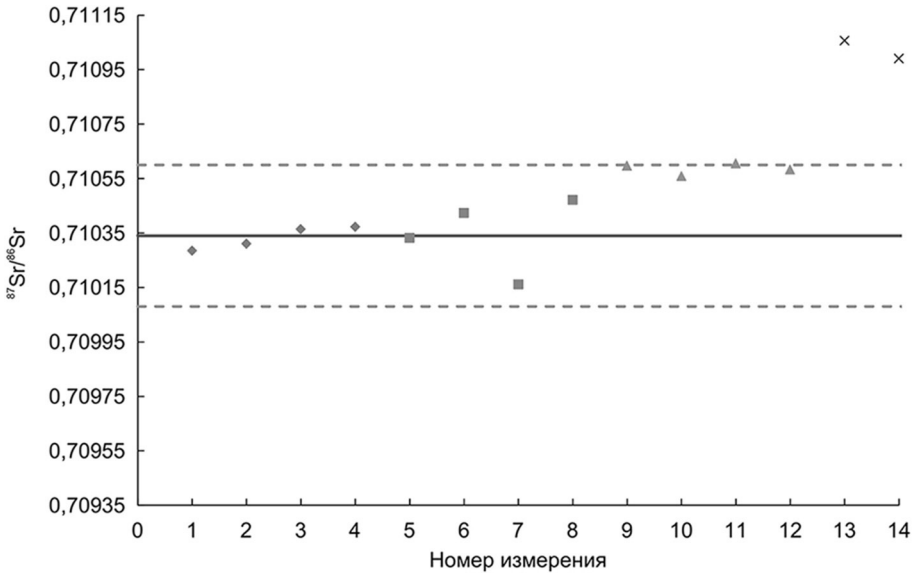


Рис. 2. Значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ для смесей с различным содержанием рубидия и стронция:

ромбом обозначен чистый раствор NIST SRM 987 (1:0), квадрат – смесь Sr:Rb 1:1, треугольник – смесь Sr:Rb 1:10, крестик – смесь Sr:Rb 1:100. Сплошной линией по центру рисунка обозначено паспортное значение NIST SRM 987, пунктирными линиями – границы допускаемой погрешности (согласно паспортным данным). Погрешность каждого измерения (SE) не превышала $6 \cdot 10^{-6}$ и на рисунке не приведена.

Работа выполнена в Центре коллективного пользования «Геоаналитик» УрО РАН при поддержке гранта Президента Российской Федерации для государственной поддержки ведущих научных школ Российской Федерации НШ-9723.2016.5.

ЛИТЕРАТУРА

Copeland S.R., Sponheimer M., le Roux P.J., Grimes V., Lee-Thorp J.A., de Ruiter D.J., Richards M.P. Strontium isotope ratios ($^{87}Sr/^{86}Sr$) of tooth enamel: a comparison of solution and laser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry methods // Rapid communications in mass spectrometry. 2008. V. 22. P. 3187-3194.

Horsky M., Irrgeher J., Prohaska T. Evaluation strategies and uncertainty calculation of isotope amount ratios measured by MC ICP-MS on the example of Sr // Anal Bioanal Chem. 2016. V. 408. P. 351-367.

Horwitz P., Chiarizia R., Dietz M., Diamond H., Nelson D. Separation and preconcentration of actinides from acidic media by extraction chromatography // Analytica Chimica Acta. 1993. V. 281. P. 361-372.

Muynck D.D., Huelga-Suarez G., Heghe L.V., Degryse P., Vanhaecke F. Systematic evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic resin for obtaining a purified Sr fraction with quantitative recovery from complex and Ca-rich matrices // J. Anal. At. Spectrom. 2009. V. 24. P. 1498-1510.

Streletskaya M., Zaytceva M., Soloshenko N. Sr and Nd chromatographic separation procedure for precise isotope ratio measurement using TIMS and MC ICP methods-MS // European winter conference on plasma spectrochemistry. Sankt Anton, Arlberg, Austria. 19-24 Feb, 2017. P. 319.

Yue-Heng Yang, Fu-Yuan Wu, Jin-Hui Yang, David M. Chew, Lie-Wen Xie, Zhu-Yin Chu, Yan-Bin Zhang, Chao Huang. Sr and Nd isotopic compositions of apatite reference materials used in U-Th-Pb geochronology // Chem. Geology. 2014. V. 385. P. 35-55.

ХРОМАТОГРАФИЧЕСКОЕ ВЫДЕЛЕНИЕ МЕДИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СМОЛ Cu RESIN И AG MP-1 ДЛЯ ПОСЛЕДУЮЩЕГО АНАЛИЗА ИЗОТОПНЫХ ОТНОШЕНИЙ

Стрелецкая М.В.

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия, isotop-igg@mail.ru

К изотопному составу меди проявляют интерес исследователи в различных областях науки [Moynier et al., 2017; Vanhaecke et al., 2009]. В первую очередь, это геохимия и гидрология – вариации изотопного состава в земной коре, равно как и во внеземном веществе, водных бассейнах, проблемы источников и процессов переноса вещества. В тесной связи с этими областями находится экология с изучением источников и путей миграции загрязнений в областях рудодобычи и предприятий по производству меди. Медь представляет большой интерес для биологических и медицинских исследований по причине своей значительной биодоступности и используется для изучения метаболических процессов в организмах живых существ, в том числе и человека, а также процессов биогеоценоза.

Изучение стабильных изотопов меди получило широкое распространение в 1990-х годах. Это объясняется активным внедрением и совершенствованием масс-спектрометрического оборудования с индуктивно-связанной плазмой. Высокий потенциал ионизации меди вызывал определенные затруднения в измерении изотопного состава меди методом термической ионизации. Более того, наличие всего двух природных изотопов делает невозможным коррекцию масс-дискриминации путем нормирования на другое изотопное отношение меди. Поэтому при изучении природных вариаций изотопного состава меди результат принято выражать в величине δ (‰), а измерение проводить методом брекетинга.

Метод брекетинга представляет собой последовательное измерение по схеме «стандарт-образец-стандарт». Расчет результатов проводится по формуле:

$$\delta^{65}Cu = \left[\frac{\left({}^{65}Cu/{}^{63}Cu \right)_{обр}}{\left({}^{65}Cu/{}^{63}Cu \right)_{станд}} - 1 \right] \times 1000, \text{‰}.$$

Все работы выполняли в помещениях с классами чистоты 6, 7 ИСО Института геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург. Для хроматографического выделения меди использовали два типа смолы: ионообменную AG MP-1 (Bio-Rad inc., США) и экстракционную специфичную к меди Cu (Triskem inc., Франция). Подбор типа и количества элюентов для схем выделения меди проводили с мультиэлементым раствором (Perkin Elmer), содержащем 30 элементов в концентрации 10 мг/дм^3, включая Cu, Fe, Zn, Co, Ni и т.д. Концентрации элементов для построения кривых элюирования определяли с помощью Q-ICP-MS NexION 300S (Perkin Elmer).

Смолу Cu (Triskem) загружали в стандартную полипропиленовую колонку (Triskem inc, Франция) с параметрами слоя смолы D = 0.7 см, h = 5 см, V = 1.6 см^3 [Dirks et al., 2010]. Протокол выделения включал 5 см^3 0.01 M HCl в качестве подготовки смолы, 6 см^3 0.01 M HCl для элюирования основного количества матричных элементов и 3 см^3 8 M HCl для элюирования меди. Смолу AG MP-1 загружали в стандартные полипропиленовые колонки (Bio-Rad) с параметрами слоя D = 0.7 см, h = 5 см, V = 1.9 см^3 [Borrok et al., 2007; Marechal et al., 1999, 2002]. Схема выделения включала подготовку смолы 5 см^3 10 M HCl, последующий смыв основного количества матричных элементов 5 см^3 10 M HCl, продолжение удаления матрицы в 4 см^3 4 M HCl и элюирование меди в 4 см^3 4 M HCl.

Полученные кривые элюирования приведены на рис. 1. Для смолы Cu (Triskem) предложенная схема обеспечивает выделение меди не менее 90 мас. %. в сочетании с хорошей очисткой от матричных элементов. Дополнительные эксперименты показали, что увеличение концентрации кислоты на начальном этапе снижает удержание меди на смоле, что, в свою, очередь, оказывает влияние на выход меди в собираемом элюате. Уменьшение концентрации кислоты на этапе элюирования меди приводит к уширению пика элюирования и, соответственно, к увеличению объема медного элюата.

Выход, обеспечиваемый схемой выделения на смоле AG MP-1, составил порядка 100 мас. %. Проведенные дополнительно исследования показали, что уменьшение высоты слоя смолы на 1 см, приводит к резкому ухудшению разрешения пиков элюируемых элементов. Более того, при использовании более концентрированного раствора HCl (6 M) на последних стадиях медь продолжает удерживаться на смоле.

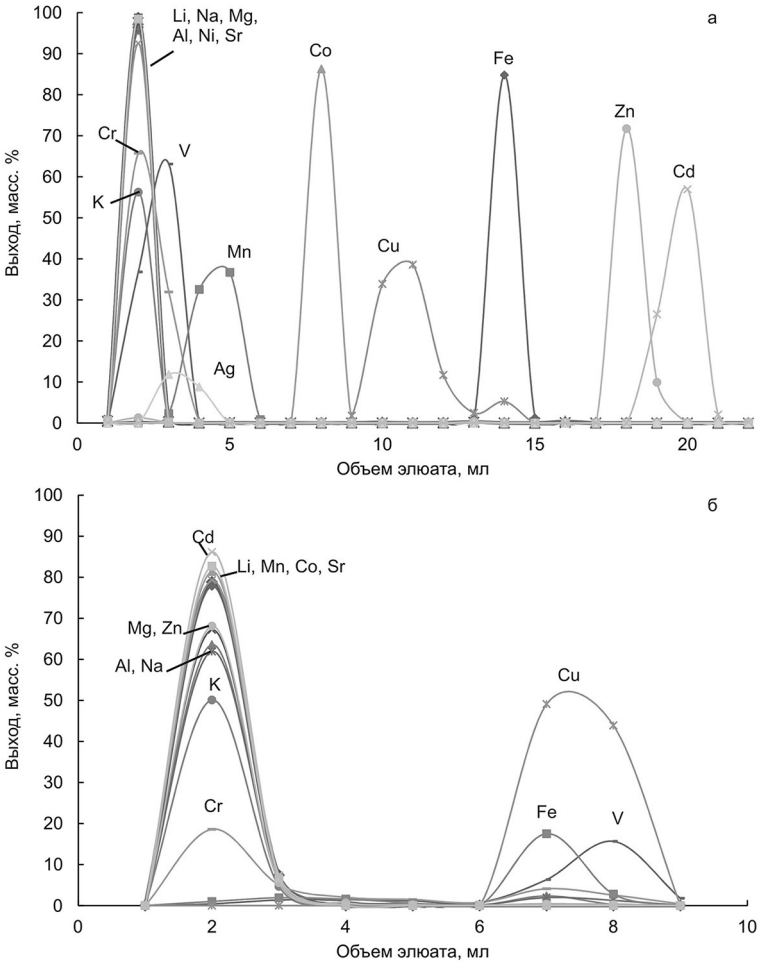


Рис. 1. Выход элемента мультиэлементного раствора с концентрацией элементов 10 мкг/г (мас. %) в зависимости от объема и концентрации элюата (мл) (для удобства приведены не все элементы):

а) смола AG MP-1; б) смола Cu (Triskem).

Обе схемы выделения меди являются пригодными, и выбор той или иной схемы зависит от поставленной задачи. Смола Cu обеспечивает количественное выделение меди в сочетании с приемлемой очисткой от матричных элементов и малыми объемами используемых реагентов. В свою очередь, выход меди в элюат на смоле AG MP-1 составляет 100 мас. %, что особенно важно при концентрировании меди образцов с низкими содержаниями (например, пробы воды). Более того, данная смола позволяет получать чистые концентраты не только меди, но цинка и железа. Данное ее свойство может быть полезным при работе с геохимическими и гидрологическими образцами.

Автор выражает признательность Удачину Валерию Николаевичу за любезно предоставленные образцы хроматографической смолы и изотопного стандарта меди NIST SRM 976.

ЛИТЕРАТУРА

Borrok D., Wanty R.B., Ridley W.I., Wolf R., Lamothe P.J., Adams M.. Separation of copper, iron, and zinc from complex aqueous solutions for isotopic measurement // Chemical Geology. 2007. V. 242. P. 400-414.

Dirks C., Scholten B., Happel S., Zulauf A., Bombard A., Jungclas H. // Characterisation of a Cu selective resin and its application to the production of 64Cu. J Radioanal. Nucl. Chem. 2010. V. 28. P. 671-674.

Marechal C., Telouk P., Albarede F. Precise analysis of copper and zinc isotopic compositions by plasma-source mass spectrometry // Chemical Geology. 1999. V. 156. P. 251-273.

Marechal C., Albarede F. Ion-exchange fractionation of copper and zinc isotopes // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2002. V. 66. P. 1499-1509.

Moynier F., Vance D., Fujii T., Savage P. The Isotope Geochemistry of Zinc and Copper // Reviews in Mineralogy & Geochemistry. 2017. V. 82. P. 543-600.

Vanhaecke F., Balcaen L., Malinovsky D. Use of single-collector and multi-collector ICP-mass spectrometry for isotopic analysis // J. Anal. At. Spectrom. 2009. V. 24. P. 863-886.

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЧЕСКОГО РАСПЛАВА ОТ УЛЬТРАОСНОВНЫХ СОСТАВОВ К ГРАНИТНЫМ, ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Сурков Н.В.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия,
diagrams@igm.nsc.ru

Мантия Земли имеет ультраосновной состав. В тоже время, на поверхности Земли среди магматических пород доминируют породы гранитных серий. Очевидно, что процессе подъема магматического расплава к поверхности происходит эволюция его состава от ультраосновного к гранитному. До сих пор многочисленные экспериментальные исследования не дали удовлетворительного ответа на этот вопрос. Однако, к настоящему времени физико-химические исследования позволили накопить достаточно материала для ответа на этот вопрос. В частности, в базовой модельной системе $CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2$ определены моновариантные реакции контролирующие плавление этой системы, выделены эвтектические тренды, определены фации глубинности главных типов мантийных парагенезисов [Сурков, 1995; Сурков, Гартвич, 2012; Сурков, Гартвич, 2012а]. Эти эвтектические тренды играют основополагающую роль в эволюции магматического расплава. Два из них «лерцолитовый» и «щелочноземельный» реализуются в области ульраосновных и средних, базитовых составов и представляют особый интерес при разработке физико-химических моделей эволюции мантийных магматических расплавов.

Ключевым моментом в строении форстеритнормативной части системы $CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2$ представляет наличие в субсолидусной области трех моновариантных реакций *An + Fo = Cpx + Opx + Sp, Opx + An + Sp = = Cpx + Gr, Sp + Opx + Cpx = Gr + Fo* [Сурков, 1995; Сурков, Гартвич, 2012; Сурков, Гартвич, 2012а; Kushiro and Yoder, 1966], лучи которых при низких температурах пересекаются и образуют нонвариантную точку (*Cpx,Opx,Gr,Fo,An,Sp*). Лучи этих трех реакций контролируют устойчивость и порядок смены ассоциаций при возрастании давления. В области плавления в оливин нормативной части системы $CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2$ выделяются две серии моновариантных реакций эвтектического вида. Первая серия представлена реакциями *L = Fo + Opx + Cpx + An, L = Cpx + Opx + An + Sp* и *L = Cpx + Gr + An + Sp*, в которых жидкость имеет существенно кальциевый и глиноземистый состав. Эти реакции относятся к эвтектическому тренду щелочноземельной серии пород. Вторая серия эвтектических реакций, представлена одной реакцией: *L = Fo + Opx + Cpx + + Gr*. Эта эвтектика имеет фундаментальный характер, и сохраняет свое влияние при усложнении состава дополнительными компонентами, такими как FeO, Na_2O и т. д.. При этом в сингулярной точке (*L,Fo,Opx,Cpx,Gr*) состав жидкости совпадает с плоскостью $Mg_2Si_2O_6–Ca_2Si_2O_6–Al_2O_3$, при повышении давления ее состав смещается в сторону составов обогащенных оливином, практически до чистого оливина [Kato, Kumazawa, 1985; Herzberg et el, 1990; Herzberg, 1983].

На фазовой диаграмме системы $CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2$ выделить три зоны, имеющие различный характер плавления – две зоны с эвтектическим типом плавления и одну с перитектическим. При давлении ниже 2.6 ГПа ультраосновной магматический расплав достигает плоскости энстатит-волластонит-корунд, его состав покидает область ультраосновных составов и становится кварцнормативным. Происходит изменение эвтектического характера плавления на перитектический. Перитектический тип плавления характеризуется постоянным присутствием в области плавления ликвидусных фаз, таких как оливин, ортопироксен и шпинель, которые в процессе кристаллизационной дифференциации отделяются от расплава, а остаточный расплав существенно меняет свой состав. Состав остаточного расплава смещается в сторону кальциевых составов, то есть в сторону плагиоклаза (анортита).

При давлениях ниже 1.5 ГПа характер плавления меняется на эвтектический и контролируется эвтектиками *L = An + Cpx + Opx + Sp* и *L = Fo + An + Cpx + Opx*. Особо важно отметить, что на этих эвтектиках кристаллизуется анортит. Поскольку в составе реальных природных горных пород всегда содержится некоторое количество щелочного компонента, то плагиоклаз представлен твердыми растворами серии анортит (тугоплавкий) и альбит (легкоплавкий) и эволюция состава магматического расплава приводит к накоплению в нем щелочного компонента.

При низких содержаниях щелочей эволюция магматического расплава при понижении давления следует по эвтектическому тренду и приводит к формированию типичных габброидов и базальтов. При повышенных содержаниях Na_2O плагиоклаз кристаллизуется в виде твердых растворов и действие механизма кристаллизационной дифференциации, за счет вывода из системы кальциевого компонента, приводит к обогащению остаточного расплава щелочами и кремнеземом. Поэтому, природные расплавы, содержащие существенное количество натрового компонента будут эволюционировать в сторону щелочных, альбитовых составов.

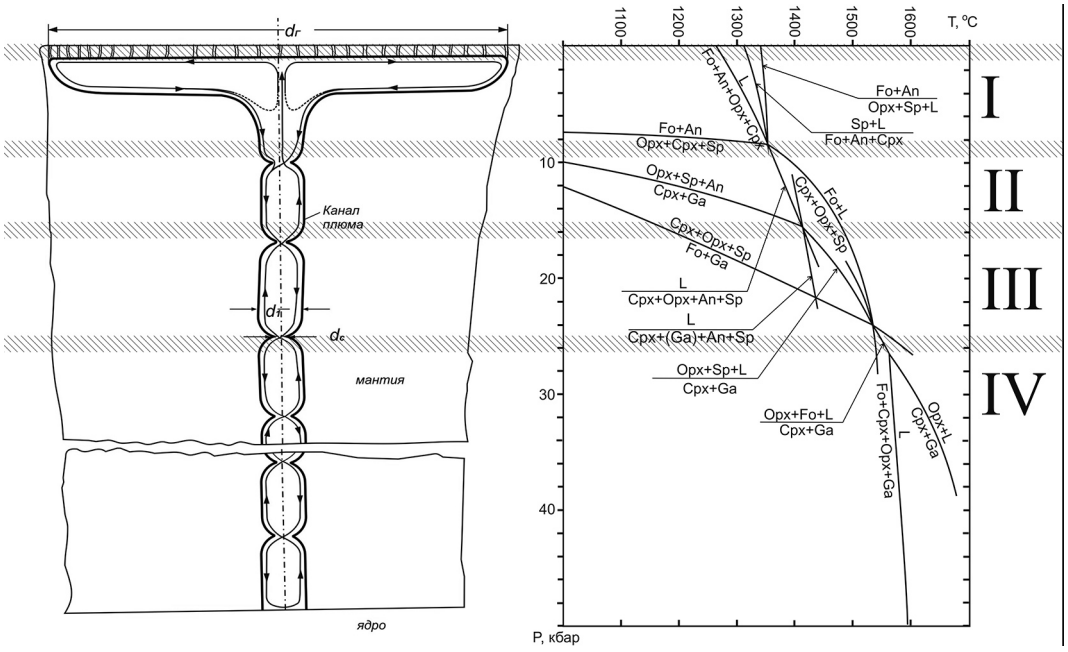


Рис. 1. Соотношение фаций плавления и конвективных ячеек плюма с глубиной.

Дальнейшая эволюция остаточного расплава будет происходить по котектическим равновесиям в системе клинопироксен (диопсид)–плагиоклаз (анортит–альбит)–кварц [Schairer, Yoder, 1960]. На фазовой диаграмме пятикомпонентной системы $CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2–Na_2O$ в поле альбит–диопсид–кварц находится эвтектика плагиоклаз, клинопироксен кварц которую можно трактовать как модель гранитных расплавов.

Механизм кристаллизационной дифференциации не реализуется в замкнутой, закрытой системе. Для его реализации необходимо отделение фаз в виде кристаллов и вывод их из области кристаллизации. Этот механизм хорошо реализуется в многоуровневых магматических очагах, описываемых в модели развития термохимического плюма [Кирдяшкин 2004]. Сопоставление размеров этих конвективных ячеек показывает удивительно точное совпадение с протяженностью фаций плавления (рис. 1). Конвективное движение вещества в ячейках и его обмен между ячейками позволяют вовлечь в механизм кристаллизационной дифференциации весь материал канала плюма и накопить достаточно вещества для формирования огромных гранитных интрузивов в верхних уровнях литосферы.

ЛИТЕРАТУРА

Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л. Кирдяшкин А.Г. Термохимические плюмы // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 9. С. 1057-1073.

Сурков Н.В. Экспериментальное исследование устойчивости и плавления дивариантных ассоциаций в форстеритнормативной части системы $CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2$ в связи с петрологией верхней мантии // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. (Под ред. Соболева Н.В.). Труды, вып. 832, Новосибирск: Изд. СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1995. Т. 11. С. 27-43.

Сурков Н.В., Дорошев А.М. Фазовая диаграмма системы $CaO–Al_2O_3–SiO_2$ при давлениях до 4.0 ГПа // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 9. С. 1254-1268.

Сурков Н.В., Гартвич Ю.Г. Моделирование глубинных высокоглиноземистых парагенезисов на основе полей устойчивости корунд-, шпинельнормативных ассоциаций системы $CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2$ // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 1. С. 67-81.

Сурков Н.В., Гартвич Ю.Г. Физико-химическая модель для кристаллизации пород щелочноземельной серии // Геохимия. 2012а. № 10. С. 891-908.

Kato T., Kumazawa M. Effect of high pressure on the melting relations in the system $Mg_2SiO_4–MgSiO_3$ I. Eutectic relations up to 7 GPa // Journal of Physics of the Earth. 1985. V. 33. N 6. P. 513-524.

Herzberg C.T. Solidus and liquidus temperatures and mineralogies for anhydrous garnet-lherzolite to 15 GPa // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1983. V. 32. N 2. P. 193-202.

Herzberg C., Gasparik T., Sawamoto H. Origin of Mantle Peridotite: Constraints From Melting Experiments to 16.5 GPa // Journal Of The Geophysical Research. 1990. V. 95. N B10. P. 15779-15803.

Kushiro I., Yoder H.S., Jr. Anortite-forsterite and anortite-enstatite reactions and their bearing on the basalt-eclogite transformation. Journal of Petrology. 1966. V. 7. N 3. P. 337-362.

Schairer J.F., Yoder H.S., Jr. The nature of residual liquids from crystallisation, with data on the system nepheline-diopside-silica // American Journal of Science. 1960. V. 258-A. Bradley Volume. P. 273-283.

EVOLUTION MAGMATIC MELT FROM THE ULTRABASIC COPMPOSITION TO GRANITE, PHYSIOCHEMICAL MODEL

Surkov N.V.

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS, Novosibirsk, Russia, diagrams@igm.nsc.ru

The mantel of the Earth has the ultrabasic composition. On the surfaces of the Earth among magmatic rocks are dominate of rocks granite series. It is obvious, that process of lifting magmatic melts to a surface there is an evolution of its composition from the ultrabase to granite. Numerous experimental researches have not given the satisfactory answer to this question. However, by this time physicochemical researches have allowed to save up enough material for the answer to this question, In base modelling system $CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2$ monovariant reactions control melting in this system are defined the eutectic trends, defined facies of depth of the main types mantel paragenesis. [Surkov, 1995; Surkov, Gartvich, 2012; Surkov, Gartvich, 2012a]. These eutectic trends play have a basic role in evolution magmatic melt. Two of them «lherzolite» and «alkaline earth» are realised in area ultrabasic and basic compositions and are of special interest in physico-chemical models of evolution mantel magmatic melts.

The key moment in a structure forsterite-*normative* part of system $CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2$ is the presence of three monovariant reactions An + Fo = Cpx + Opx + Sp, Opx + An + Sp = Cpx + Gr, Sp + Opx + Cpx = Gr + Fo [Surkov, 1995; Surkov, Gartvich, 2012; Surkov, Gartvich, 2012a; Kushiro, Yoder, 1966], at low temperatures its beams are crossed and form a nonvariant point (Cpx, Opx, Gr, Fo, An, Sp). Beams of these three reactions are controlled stability and an order change of associations at pressure increase. In the field of melts in forsterite-*normative* part of system $CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2$ two series of monovariant eutectic reactions are allocated. The first series is presented by reactions L = Fo + Opx + Cpx + An, L = Cpx + Opx + An + Sp and L = Cpx + Gr + An + Sp in which the liquid has essentially calcium and aluminous composition. These reactions applies to eutectic trends of alkaline earth series of rocks. The second series eutectic reactions, is presented by one reaction: L = Fo + Opx + Cpx + Gr. This eutectic has fundamental character, and keeps the influence at composition complication by additional components, such as FeO, Na_2O. Thus in singular point (L, Fo, Opx, Cpx, Gr) the liquid composition coincides with plane $Mg_2Si_2O_6–Ca_2Si_2O_6–Al_2O_3$, at pressure increase its composition is displaced towards composition to olivine, practically to pure olivine [Kato, Kumazawa, 1985; Herzberg et el, 1990; Herzberg, 1983].

On the phase diagramme of system $CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2$ may be distinguish, three zones having various character of fusion – two zones with eutectic type of fusion and one with peritectic. At pressure more low 2.6 GPa the ultrabasic magmatic melts reaches planes enstatite-wollastonit-corundum, its composition leaves area of the ultrabasic composition and becomes quartz-*normative*. There is a change eutectic character of fusion on peritektic. The peritektic type of melts is characterised by constant presence at melts area phases, such as olivine, orthopyroxene and spinel which in process crystallization differentiations separate from melt, and residual melt essentially changes the composition. The composition residual melt is displaced aside calcium composition, that is aside plagioclase (anortite).

At pressure more low 1.5 GPa character of melting changes on eutectic and is control eutectic L = An + Cpx + Opx + Sp and L = Fo + An + Cpx + Opx. It is especially important to notice that on these eutectic crystallises the anortite. In composition of real natural rocks is a quantity of an alkaline component, plagioclase it is presented by firm solutions of a series anortite (refractory) and albite (fusible) always contains, evolution of composition magmatic melt leads to accumulation in it of an alkaline component.

At low contents of alkalis evolution magmatic melt at pressure decline follows on the eutectic trend and leads to formation typical gabbros and basalts. At raised contents Na_2O plagioclase crystallises in solid solutions and mechanism crystallization differentiations, for the account of a conclusion from system a calcium component, leads to enrichment residual melt alkalis and silica. Therefore, natural melts, containing essential quantity of a sodium component will evolve towards alkaline, albite compositions.

The further evolution residual melts will occur on cotectic reaction in system clinopyroxene (diopside)–plagioclase (anortit–albit)–quartz [Schairer, Yoder, 1960]. On the phase diagramme of five-componental system CaO–

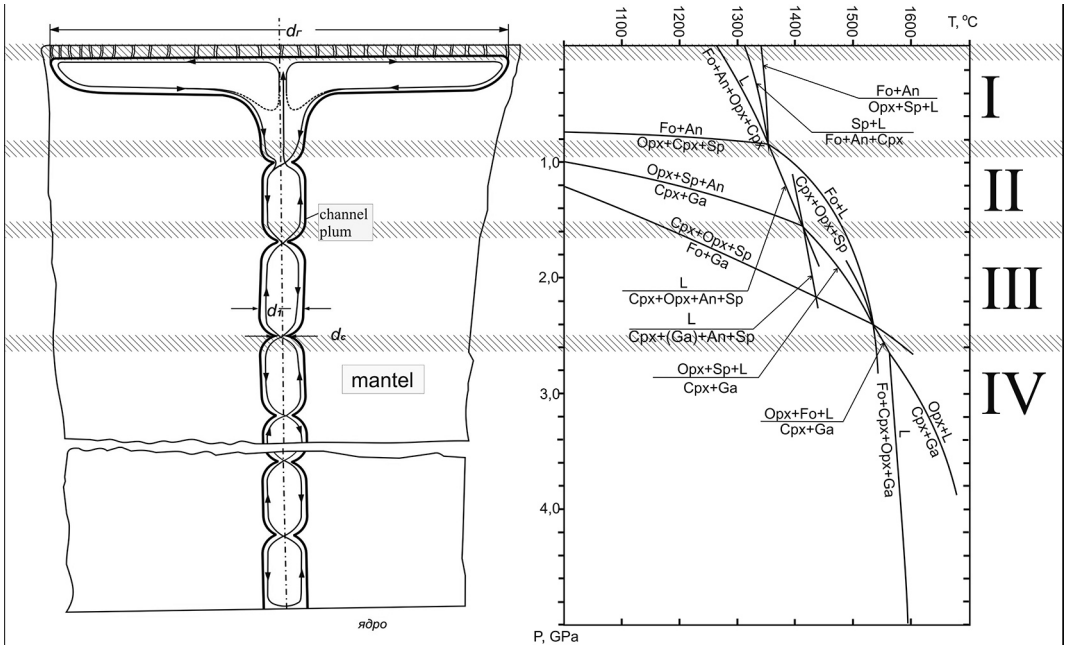


Fig. 1. A comparison facies of melts and convective cells jo a plume with depth.

$MgO–Al_2O_3–SiO_2–Na_2O$ in the field albit–diopside–quartz is eutectic plagioclase, clinopyroxene and quartz which can be treated as model granite melts.

The mechanism crystallization differentiations is not realised in the closed, closed system. For its realisation the separate of phases in the form of crystals and their isolate from crystallisation area is necessary. This mechanism is well realised in the multilevel magmatic centres described in model of development thermochemical plume [Kirdjashkin, 2004]. Comparison of these sizes convective cells shows surprisingly exact coincidence to extent facies of melts (Fig. 1). Convective movement of substance in cells and its exchange between cells allow to involve in the mechanism crystallization differentiations all material of the channel plum and to save up enough substance for formation huge granite intrusives in top levels lithosphere.

REFERENCES

Kirdjashkin A.A., Dobretsov N.L., Kirdjashkin A.G. Thermochemical plums // Geology and geophysics. 2004. V. 45. № 9. P. 1057-1073.

Surkov N.V. Experimental research of stability and fusion divariant associations in forsterite-norme system $CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2$ parts in connection with petrology the upper mantele // Materials on genetic and experimental mineralogy (ed. Sobolev N.V.). Proc. N 832, Novosibirsk: 1995. The Siberian Branch of the Russian Academy of Science, 1995. V. 11. P. 27-43.

Surkov N.V., Doroshev A.M. Phase diagramme of system $CaO–Al_2O_3–SiO_2$ at pressure to 4.0 GPa // Geology and Geophysics. 1998. V. 39. N 9. P. 1254-1268.

Surkov N.V., Gartvich J.G. Modelling deep high-alumina paragenesis on the basis of fields of stability corundum – spinel norm associations in system $CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2$ // Geology and geophysics. 2012. V. 53. N 1. P. 67-81.

Surkov N.V., Gartvich J.G. Physical and chemical model for crystallisation of rocks alkaline earth series. Geochemistry. 2012a. N 10. P. 891-908.

Kato T., Kumazawa M. Effect of high pressure on the melting relations in the system $Mg_2SiO_4–MgSiO_3$ I. Eutectic relations up to 7 GPa // Journal of Physics of the Earth. 1985. V. 33. N 6. P. 513-524.

Herzberg C.T. Solidus and liquidus temperatures and mineralogies for anhydrous garnet-lherzolite to 15 GPa // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1983. V. 32. N 2. P. 193-202.

Herzberg C., Gasparik T., Sawamoto H. Origin of Mantle Peridotite: Constraints From Melting Experiments to 16.5 GPa // Journal Of The Geophysical Research. 1990. V. 95. N B10. P. 15779-15803.

Kushiro I., Yoder H.S., Jr. Anortite-forsterite and anortite-enstatite reactions and their bearing on the basalt-eclogite transformation. Journal of Petrology. 1966. V. 7. N 3. P. 337-362.

Schairer J.F., Yoder H. S., Jr. The nature of residual liquids from crystallisation, with data on the system nepheline-diopside-silica // American Journal of Science, 1960. V. 258-A. Bradley Volume. P. 273-283.

ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ АНГАРО-ВИТИМСКОГО ГРАНИТОИДНОГО БАТОЛИТА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Травин А.В.,**, Цыганков А.А.***, Владимиров А.Г.*,**, Бурмакина Г.Н.***, Антонов А.Ю.***, Михеев Е.И.*, Мурзинцев Н.Г.**

*Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, travin@igm.nsc.ru
**Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия
***Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, tsygan@gin.bscnet.ru

Геодинамические реконструкции позднепалеозойского развития Западно-Забайкальского сегмента ЦАСП базируются на подходах, различающихся взглядами на геодинамику становления Ангаро-Витимского батолита (АВБ) и, соответственно, на природу позднепалеозойского этапа развития территории в целом [Ярмолюк и др., 1997; Гордиенко и др., 2006; Цыганков и др., 2007; 2016; Donskaya et al., 2013]. Она определялась процессами развития активной континентальной окраины андского типа с погружением океанической коры Монголо-Охотского океана под Сибирский континент. Становление гранитных интрузий региона произошло 340–320 млн лет назад на коллизионной (10 %), и 310–280 млн лет назад – на постколлизионной (90 %) стадиях развития территории [Ярмолюк и др., 1997; Литвиновский и др., 1999; Цыганков и др., 2007; 2016]. Формирование магматических комплексов региона по данным [Donskaya et al., 2013] определялось изменением режима субдукции и возможным вкладом обогащенных мантийных источников. Согласно «плюмовой» модели, АВБ формировался в карбоне в тыловой части активной окраины в процессе надвигания края Сибирского континента на горячее поле мантии [Ярмолюк и др., 1997]. По данным [Цыганков и др., 2007, 2016] специфика позднепалеозойского магматизма Западного Забайкалья определялась совмещением низкоэнергетического мантийного плюма с завершающей стадией герцинской орогении. На раннем этапе магматизма, при формировании баргузинских гранитов, мантийный плюм оказывал исключительно тепловое воздействие на породы относительно разогретой (в результате герцинских складчато-надвиговых деформаций) коры. Взаимодействие мантийных базитовых и коровых салических магм на разных гипсометрических уровнях ознаменовало переход к гибридным мантийно-коровым гранитам (монцонитоидный ряд).

Сравнительный анализ динамики формирования гранитоидных батолитов в фанерозойских орогенных структурах различного типа, основывающийся на термохронологических данных [Травин и др., 2012], показал, что индикаторную роль для геодинамической обстановки формирования гранитоидных батолитов играет характер их термической истории, позволяющий оценить интенсивность, длительность орогенических событий и получить новые данные для верификации имеющихся моделей геодинамической эволюции региона. Нами проведено термохронологическое (U/Pb, $^{40}Ar/^{39}Ar$) исследование образцов из ранних баргузинского, чивыркуйского комплексов АВП на нескольких ключевых участках: Зеленогривский, Чивыркуйский, Баунтинский (рис. 1).

В пределах Зеленогривского участка (рис. 1) на одном эрозионном срезе совместно с гранитоидами баргузинского комплекса значительную часть площади занимают массивы более поздних чивыркуйского, зазинского, нижнеселенгинского комплексов с U/Pb возрастом в диапазоне 295–284 млн лет [Цыганков и др., 2007]. Судя по характеру границ между гранитными массивами различных комплексов, их тектоническое совмещение маловероятно. Таким образом, можно предположить, что на момент консолидации последней массовой порции гранитоидов (Орефьевский, Шаратальский, Бургасский гранитные массивы и монцониты Хасуртинского массива) граниты раннего баргузинского комплекса должны были находиться на одном с ними уровне, соответствующем мезоабиссальной фации глубинности. То есть в промежутке времени между двумя этапами формирования АВБ (340–320 и 310–280 млн лет) не произошло значительного подъема массивов раннего комплекса. Интерес к изучению Баунтинского участка, расположенного в северо-восточной части АВБ, вызван тем, что в этой области, в отличие от юго-западной части батолита не наблюдается интенсивного проявления поздних пород шошонитовой серии и щелочных сиенит-гранитных комплексов. В пределах Чивыркуйского участка на северо-западной окраине АВП (полуостров Святой нос, остров Бакланий в Чивыркуйском заливе оз. Байкал) изучены граниты чивыркуйского, баргузинского комплексов, а также вмещающие батолит метаморфические породы, представляющие собой глубокометаморфизованные фрагменты ранне- каледонской аккреционно-коллизионной системы Байкальского региона [Михеев и др., 2014].

Практически во всех случаях в $^{40}Ar/^{39}Ar$ возрастных спектрах изученных минералов наблюдается хорошее плато. Рассчитанное методом плато значение возраста принимается соответствующим моменту закрытия K/Ar изотопной системы минерала. U/Pb датировка по циркону является оценкой времени консолидации гра-

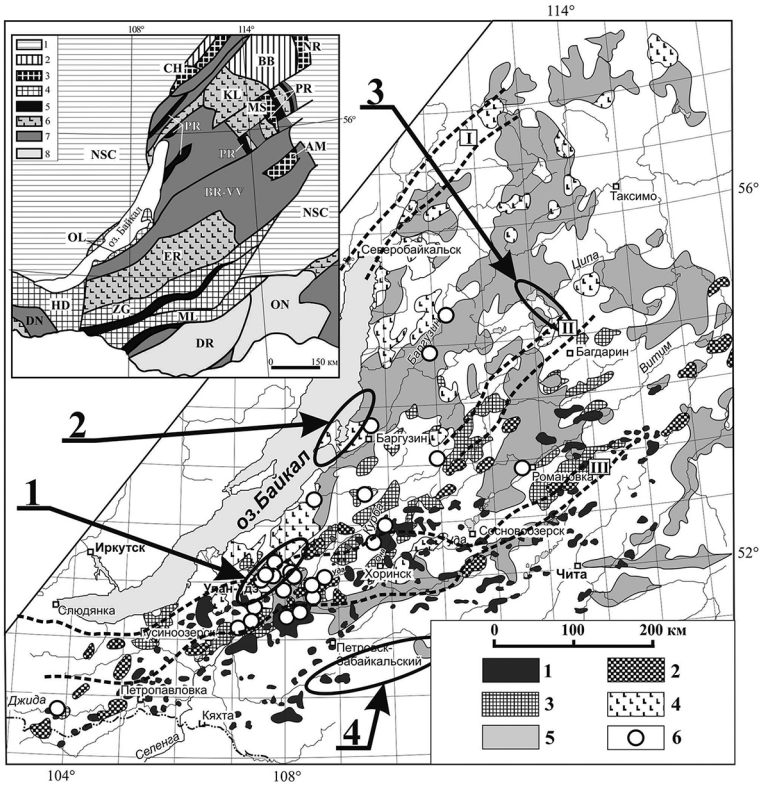


Рис. 1. Схема расположения герцинских гранитоидов Забайкалья [Цыганков и др., 2007; 2010].

1 – щелочно-полевошпатовые и щелочные граниты и сиениты (раннекуналейский (280–273 млн лет) и позднекуналейский (230–210 млн лет) комплексы); 2 – шошонитовая интрузивная серия (монцонит-сиенит-кварцево-сиенитовая с синплутоническими базитами, нижнеселенгинский комплекс – 285–278 млн лет); 3 – переходные, от высококалиевых известково-щелочных до субщелочных граниты и кварцевые сиениты с синплутоническими базитами (зазинский комплекс – 305–285 млн лет); 4 – высококалиевые известково-щелочные кварцевые монцонитоиды, кварцевые сиениты и габброиды (чивыркуйский комплекс – 305–285 млн лет): 5 – известково-щелочные граниты баргузинского комплекса (Ангаро-Витимский батолит – 330–310 млн лет); 6 – в кружках – места отбора проб на U/Pb датирование по данным [Цыганков и др., 2007; 2010]. Черными эллипсами показаны изученные в данной работе участки: 1 – Зеленогривский, 2 – Чивыркуйский, 3 – Баунтинский, 4 – центральная часть Хилок-Витимского складчатого пояса [Антонов, Травин, 2016].

нитоидного батолита. Результаты U/Pb и $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования сведены на термохронологической диаграмме (рис. 2). По амфиболу из синплутонических габбро Шалутинского массива, щелочных гранитов Шербахтинского массива, биотит-амфиболового гнейса (юг п-ва Святой нос), порфировидного гранодиорита (о-в Бакланий, Чивыркуйский залив) получены датировки, совпадающие с U/Pb датировками по циркону гранитов ранних комплексов АВБ (рис. 2).

Быстрое закрытие изотопной системы амфибола на глубине формирования массивов АВБ могло произойти в случае, если кристаллизация происходила на глубине менее 14 км. Это согласуется с оценками глубины формирования гранитоидных комплексов раннего этапа АВБ 10–17 км [Литвиновский и др., 1993].

Закрытие изотопной системы амфиболов из ранне- каледонских гранулитов п-ва Святой нос произошло значительно позже – 256–245 млн лет назад. На этот рубеж попадают, с одной стороны, U/Pb датировки по циркону из щелочных гранитоидов Шербахтинского массива, с другой – датировки по биотиту из гнейсогранитов Тэмэнского, Зеленогривского, Ушминского массивов, гранодиорита о-ва Бакланий, а также из гнейсов на юге п-ва Святой нос. На этот период в пределах АВБ не фиксируется (за исключением приведенных датировок Шербахтинского массива) проявление магматических процессов. Поэтому синхронное закрытие изотопной системы амфиболов и слюд из образцов удаленных участков АВБ может быть связано с интенсивным тектоническим событием, подъемом пород с глубины их формирования. Логично предположить, что возрастной рубеж 260–240 млн лет соответствует первой стадии развала утолщенной коры (55–60 км) герцинского орогена.

Изотопными системами минералов из гранитоидов ранних

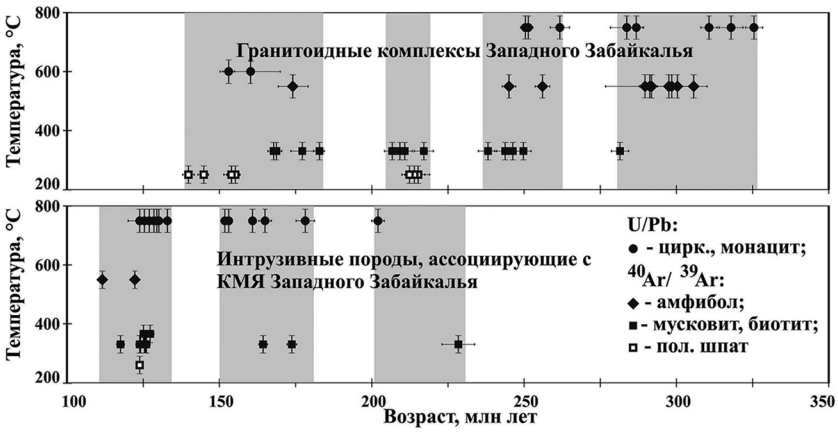


Рис. 2. Реконструкция термической истории гранитоидов Зеленогривского, Баунтинского, Чивыркуйского участков Западно-Забайкальской гранитоидной провинции. На нижней диаграмме – сводка датировок интрузивных пород, ассоциирующих с комплексами метаморфического ядра [Донская и др., 2016; Антонов, Травин, 2016].

комплексов АВБ в различных его частях фиксируются и значительно более оторванные от времени консолидации возрастные рубежи: 217–206, 180–140 млн лет. При этом на последний этап попадают кроме многочисленных $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировок по биотиту и полевым шпатам, датировка по амфиболу из монцонита Хасуртинского массива, две U/Pb датировки по циркону из гнейсогранита Ушминского массива (Баунтинский участок), датировка по циркону из инъекционной гранитоидной дайки в гранулитах п-ва Святой нос.

Характер фиксируемых термических историй для гранитов ранних комплексов АВБ является уникальным – задержка закрытия K/Ar изотопной системы минералов относительно формирования достигает 150 и более млн лет, что значительно превышает все известные случаи для фанерозойских гранитоидов различных геодинамических обстановок [обзор – Травин и др., 2012]. Это противоречит «субдукционной» и «плюмовой» концепциям формирования АВП, поскольку при высокоэнергетическом воздействии («плюм», отрыв «слэба») в обстановке растяжения подъем гранитоидных батолитов происходит в течении нескольких десятков млн лет после их консолидации. В этом плане предпочтительной представляется концепция низкоэнергетического мантийного плюма [Цыганков и др., 2016]. Механизм генерации такого рода водно-карбонатных плюмов в переходной зоне мантии при воздействии летучих (H_2O, CO_2) и субдуцированного гранитного материала и океанических слэбов рассмотрен в работе [Safonova et al., 2015].

Процессы тектонических коллизионных и постколлизионных преобразований утолщенной континентальной коры в Забайкалье с формированием многочисленных комплексов метаморфических ядер проявились в триасе, поздней юре – раннем мелу [Донская и др., 2016; Антонов, Травин, 2016]. На основании совпадения этапов закрытия изотопных систем, фиксируемых для гранитоидов АВБ и датировок комплексов метаморфических ядер можно сделать вывод, что подъем гранитоидных батолитов АВБ к поверхности, «замороженных» на начальном этапе на глубине формирования, происходил именно в эти дискретные периоды.

Работа выполнена при поддержке грантов Министерства образования и науки РФ № 14.Y26.31.0018, № 5.1688.2017/ПЧ, а также РФФИ № 17-05-00936.

ЛИТЕРАТУРА

Антонов А.Ю., Травин А.В. К вопросу о масштабах палеозойского и мезозойского гранитоидного магматизма и составах его продуктов в пределах Хилок-Витимского складчатого пояса Центрального Забайкалья // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 2. С. 29-48.

Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 53-70.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Ванг Т., Гуо Л., Родионов Н.В., Демонтерова Е.И. Мезозойские гранитоиды в структуре Безымянного комплекса метаморфического ядра (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 2015-2033.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V. Late Paleozoic – Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 62. P. 79-97.

Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Занвилевич А.Н. Новые Rb-Sr данные о возрасте позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 5. С. 694-702.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск. ОИГГМ СО РАН. 1993. 141 с.

Михеев Е.И., Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Баянова Т.Б., Травин А.В., Юдин Д.С., Мехоношин А.С., Орсоев Д.А. Термохронология гранулитов п-ва Святой нос (Забайкалье) // Доклады РАН. 2014. Т. 455. № 3. С. 317-322.

Safonova I.Yu., Maruyama Sh., Litasov K.D. Generation of hydrous-carbonated plumes in the mantle transition zone linked to tectonic erosion and subduction // Tectonophysics. 2015. V. 662. P. 454-471.

Травин А.В., Владимиров А.Г., Бабин Г.А., Пономарчук В.А., Полянский О.П., Навозов О.В., Хромых С.В., Юдин Д.С., Кармышева И.В., Котлер П.Д., Михеев Е.И. Термохронология гранитоидных батолитов (U-Pb, Ar-Ar) и оценка длительности орогенических событий // Материалы V Российской конференции по изотопной геохронологии (Москва, 4-6 июня 2012 г.). М.: ИГЕМ РАН. 2012. С. 350-352.

Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забакалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 156-180.

Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Травин А.В., Лепехина Е.Н., Бурмакина Г.Н., Анциферова Т.Н., Удоратина О.В. Позднепалеозойские габброиды Западного Забакалья: U-Pb и Ar-Ar изотопный возраст, состав, петрогенезис // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 1005-1027.

Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология. 1997. Т.5 № 5. С. 451-466.

ГЕОХИМИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ И Lu-Hf ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ЦИРКОНА: СВИДЕТЕЛЬСТВА РАЗЛИЧНЫХ ИСТОЧНИКОВ ОТ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ДО ВЕРХНЕЙ КОРЫ

Туркина О.М., Капитонов И.Н.***

*Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, turkina@igm.nsc.ru
**ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия, Igor_Kapitonov@vsegei.ru

Гранитоиды являются существенным компонентом коллизионных поясов и отражают процессы образования и эволюции континентальной коры. В коллизионных поясах гранитоиды образуются преимущественно в результате внутрикорового плавления, что приводит к дифференциации коры по вертикали без существенного увеличения ее объема и изменения валового химического состава. Напротив, гранитообразование в результате мантийно-корового взаимодействия предполагает участие мантийных расплавов, что приводит к изменению состава и росту коры за счет поступления ювенильного материала. Таким образом, генезис гранитоидов определяет различие в стиле эволюции континентальной коры коллизионных поясов. Разнообразие коллизионных гранитоидов по составу определяется: 1) различным составом источников, 2) варьирующими условиями плавления, 3) взаимодействием между основными и кислыми магмами, 4) плавлением смешанных источников [Altter et al., 2000]. Присутствие ассоциирующих базитовых плутонов предполагает прямой химический вклад из мантии. Вместе с тем, вопрос о том, могут ли мантийные мафические магмы представлять значительную массовую порцию в гранитоидных плутонах в коллизионных поясах, остается дискуссионным. В работе представлены новые данные по геохимии и Lu-Hf изотопному составу циркона для палеопротерозойских пост-коллизионных гранитоидов ЮЗ части Сибирского кратона, которые использованы для оценки источников расплавов.

Коллизия архейских коровых блоков в палеопротерозое привела к образованию протяженного пояса гранитоидов в Шарыжалгайском выступе в узком временном интервале 1.86–1.84 млрд лет. Иркутный и Китойский террейны в юго-восточной и центральной части Шарыжалгая образованы раннедокембрийскими гранулитами, протолитами которых были палеоархейские до палеопротерозойских магматические и осадочные породы. Булунский и Онотский гранит-зеленокаменные террейны представляют северо-западную часть Шарыжалгая. Они сложены палеоархейскими (3.4–3.4 млрд лет) ТТГ комплексами и мезо-неоархейскими метаосадочно-вулканогенными породами зеленокаменных поясов.

Крупнейший Тойсукский плутон (1.84 млрд лет) в Ируктном террейне сложен преобладающими амфибол-биотитовыми гранодиоритами и граносиенитами и подчиненными Cpx-Hrb-Bt монцодиоритаии и жильными биотитовыми гранитами. В Рижнекитойском массиве Китойского террейна преобладают амфибол-биотитовые гранодиориты и граниты (1.85 млрд лет). Шумихинский и Малобельский плутоны (1.86 млрд лет) находятся в Онотском блоке. Шумихинский массив сложен амфибол-биотитовыми гранодиоритами, кварцевыми диоритами, граносиенитами и биотитовыми гранитами, а Малобельскоий – амфибол-биотитовыми лейкогранитами. Аларский массив (1.85 млрд лет) в Булунском террейне образован биотитовыми (±Hrb) гранитами и лейкогранитами. Аларские граниты магнезиальные и слабо пералюминиевые имеют умеренное содержание несовместимых элементов и соответствуют по составу калиевым I-гранитам. Все остальные гранитоиды высокожелезистые, метаалюминиевые до слабо пералюминиевых, обогащены LREE и HFSE и отвечают гранитам А-типа. На основании Ti-in-zircon термометра [Ferry, Watson, 2007] температуры кристаллизации циркона составляют 826–905 °С и 776–801 °С для монцодиорита и гранита Тойсукского массива, 818–886 °С для гранодиорита Нижнекитойского массива, 889–932 °С для гранита Шумихинского массива, и 754–863 °С для гранита Аларского. Высокие Т кристаллизации коррелируют с высокими температурами выплавления и предполагают вклад мантийного тепла, стимулирующего плавление. Более низкие Т для гранитов Аларского и Тойсукского плутонов согласуются с наличием в них архейских унаследованных ядер циркона.

Тойсукские монцодиориты резко обогащены TiO_2 (1.5–1.8 %) и P_2O_5 (0.68 %) и отвечают остаточным расплавам при фракционировании субщелочной мафической магмы. Цирконы из монцодиорита имеют ε_{Hf} от –10.7 до –6.0 и T_{Hf}^{C}(DM) = 2.9–3.1 млрд лет (рис. 1). Магматические цирконы из граниты имеют близкие ε_{Hf} от –10.1 до –6.7, но наличие унаследованных (2.5–2.9 млрд лет) цирконов с T_{Hf}^{C}(DM) = 3.2–3.2 млрд лет свидетельствует о древнем коровом источнике для гранитов. Тойсукские гранодиориты-граносиениты перекрываются по ε_{Nd} (–8.2 to –4.6) с монцодиоритами (ε_{Nd} –10.2 to –7.2) и гранитом (ε_{Nd} = –5.5), что предполагает смешение расплавов из субщелочного мафического и палеоархейского корового источников. Высокие концентрации несовместимых элементов в породах Тойсукского массива и изотопные параметры указывают на долгоживущий обогащенный мантийный источник для мафического расплава, такой как субконтинентальная литосфера Шарыжалгайского супертеррейна, которая подвергалась субдукционному метасоматозу в неоархее.

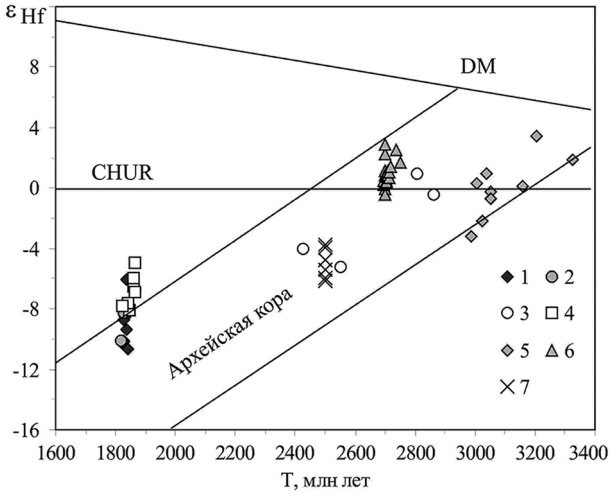


Рис. 1. Диаграмма T–ε_{Hf} для цирконов из гранитов и вмещающих пород.

Тойсукский массив: 1 – монцодиорит, 2–3 – гранит: 2 магматический циркон и 3 – унаследованные ядра; 4 – Нижнекитойский массив; 5 – палео-мезоархейский гранулит, 6 – неоархейские кислые гранулиты, 7 – неоархейский гранит.

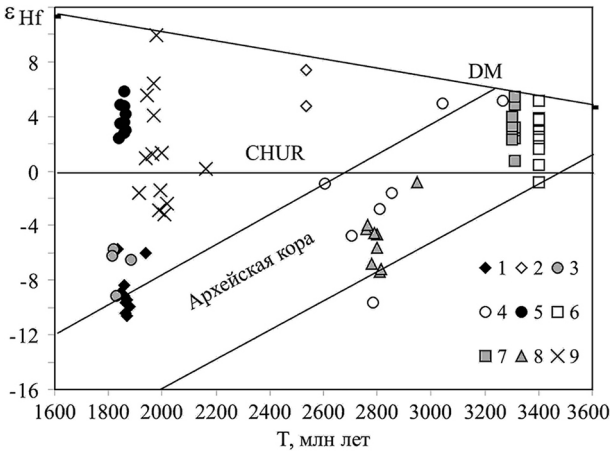


Рис. 2. Диаграмма T–ε_{Hf} для цирконов из гранитов и вмещающих пород.

Шумихинский массив: 1 – магматический циркон, 2 – унаследованные ядра; Аларский массив: 3 – магматический циркон, 4 – унаследованные ядра; 5 – Малобельский массив; 6–7 –породы ТТГ комплексов, 8 – мезоархейские парагнейсы, 9 – палеопротерозойские парагнейсы.

Для большинства гранодиоритов и гранитов из Нижнекитойского, Шумихинского и Аларского плутонов магматические цирконы имеют отрицательные ε_{Hf} от –10.6 до –5.0 и T_{Hf}^{C}(DM) = 2.8–3.2 млрд лет (рис. 1, 2), что предполагает плавление архейских коровых источников. Это заключение согласуется с наличием унаследованных ядер циркона с возрастом 2.5 и 2.6–3.3 млрд лет в гранитах Шумихинского и Аларского массива, соответственно. В Аларском массива ядра циркона сходны по возрасту и ε_{Hf} с цирконами из палео-мезоархейских пород Булунского террейна, которые являются наиболее вероятным источником гранитов. Напротив, в Шумихинском массиве ядра циркона (2.5 млрд лет) с высокими ε_{Hf} (до +7.8) и более высокие ε_{Hf} для двух палеопротерозойских магматических цирконов служат индикаторами участия неоархейского ювенильного материала в образовании гранодиоритов. Большинство магматических цирконов из Шумихинского, Аларского и Нижнекитойского массивов имеют более высокие ε_{Hf} чем архейские вмещающие породы, что свидетельствет о вкладе ювенильного материала или рефертилизации и изотопной ювенилизации архейской коры до образования гранитов.

Лейкограниты Малобелького массива содержат только магматические цирконы и от большинства палеопротерозойских гранитоидов резко отличаются по изотопному составу. Цирконы из лейкогранита имеют ε_{Hf} от +5.9 до +2.4 и T_{Hf}^{C}(DM) = 2.1–2.4 млрд лет (рис. 2). Эти изотопные характеристики цирконов согласуются с Sm-Nd изотопными параметрами лейкогранитов: ε_{Nd} от +0.7 до –1.9 и T_{Nd}(DM-2st) = 2.3–2.5 млрд лет. Геохимические и изотопные данные предполагают образование лейкогранитов путем плавления ювенильной тоналит/гранодиоритовой коры, которая сходна по Lu-Hf изотопным параметрам с коровым источником для палеопротерозойских детритовых цирконов из парагнейсов Шарыжалгайского выступа [Туркина и др., 2016].

Таким образом, палеопротерозйские коллизионные гранитоиды Шарыжалгайского супертеррейна были образованы из различных источников от субконтинентальной литосферы до верхней коры. Разнообразие изотопного состава гранитоидов было связано с различными коровыми источниками от архейских до ювенильных палеопротерозойских, вкладом обогащенных мантийных магм, взаимодействием между мафичекими и кислыми расплавами и плавлением смешанных источников. Геохимические и изотопные параметры палеопротерозойских гранитоидов предполагают вклад мантийного тепла и вещества в континентальную кору при коллизионном гранитообразовании.

Работа поддержана грантом РФФИ (15-05-02964).

ЛИТЕРАТУРА

Altherr R., Holl A., Hegner E. et al. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany) // Lithos. 2000. V. 50. P. 51-73.

Ferry J.M., Watson E.B. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers // Contrib. Mineral. Petrol. 2007. V. 154. P. 429-437.

Туркина О.М., Бережная Н.Г., Сухоруков В.П. Изотопный Lu-Hf состав циркона из парагнейсов Шарыжалгайского выступа: свидетельства роста коры в палеопротерозое // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 7. С. 1292-1306.

GEOCHEMISTRY OF PALEOPROTEROZOIC COLLISIONAL GRANITOIDS AND Lu-Hf ISOTOPIC DATA ON ZIRCON: EVIDENCE OF DIVERSE MAGMA SOURCES FROM LITHOSPHERIC MANTLE TO UPPER CRUST

Turkina O.M., Kapitonov I.N.***

*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia, turkina@igm.nsc.ru
**A.P. Karpinsky Russian Research Geological Institute, St. Petersburg, Russia, Igor_Kapitonov@vsegei.ru

Granitoid plutons form essential constituents of collisional belts and trace processes of formation and evolution of continental crust. In collisional orogens the most granitoids derived through an intracrustal melting that resulted in vertical differentiation of a continental crust without volume increase and change of bulk crustal composition. In contrary, granite formation through processes of mantle-crust interaction suggest direct chemical input from the mantle that led to change of crustal composition and crustal growth at the expense of juvenile material contribution. Thus genesis of granotoids determines different styles of continental crustal evolution in collisional orogenic belts. Large compositional diversity of collisional granitoids arises from (1) different source compositions, (2) variable melting conditions, (3) interactions between mafic and felsic magmas and (4) melting of mixed sources [Altherr et al., 2000]. Occurrence of mafic rocks as associating intrusive bodies suggests a direct chemical input from the mantle. At the same time, the question as to whether mantle-derived mafic magmas could form a significant mass portion of granitic plutons in collisional belts remains a highly debated issue. We present new whole rock geochemical and Lu-Hf isotopic data on zircons from the Paleoproterozoic post-collisional granitoid plutons from southwestern part of the Siberian craton and use these data to constrain magma sources.

The collision of Archean crustal blocks in the Paleoproterozoic resulted in formation an extensive belt of granitoids within the Sharyzhalgai uplift in the narrow time interval, 1.87–1.84 Ga. The Irkut and Kitoy terranes, occupied the southeastern and central parts of the Sharyzhalgai uplift, are composed of Early Precambrian granulites, whose protoliths were Paleoarchean to Paleoproterozoic magmatic and sedimentary rocks. The Bulun and Onot granite-greenstone terranes form the northwestern part of the Sharyzhalgai uplift. These terranes are composed of the Paleoarchean (3.4–3.3 Ga) TTG complexes and Mezo-Neoarchean metasedimentary-volcanic rocks of the greenstone belts.

The largest Toysuk pluton (1.84 Ga) is located in the Irkut terrane and is formed by dominant amphibole-biotite granodiorites and granosyenites and minor Cpx-Hrb-Bt monzo-diorites and vein biotite granites. Amphibole-biotite granodiorites and granites (1.85 Ga) are dominant in the Lower Kitoy pluton in the Kitoy terrane. The Shumikha (1.86 Ga) and Malaya Belaya (1.86 Ga) plutons is located in the Onot terrane The Shumikha pluton is composed of amphibole-biotite granodiorites, quartz diorites, granosyenites, and biotitic granites whereas amphibole-biotite leucogranites are dominated in the Malaya Belaya pluton. In the Bulun terrane the Alar pluton (1.85 Ga) is composed of biotite (±Hrb) granites and leucogranites. The Alar granites are magnesian, weakly peraluminous, characterised by moderate content of incompatible trace elements and correspond in major and trace element composition to potassium I-type granites. All other granitoids are high ferroan, vary from metaluminous to weakly peraluminous, are enriched in LREE and HFSE and correspond in composition to A-type granites. Based on the Ti-in-zircon thermometer of Ferry and Watson [2007] the crystallization temperatures of zircon are estimated to be 826–905 °C and 776–801 °C for monzodiorite and granite of the Toysuk pluton, 818–886 °C for granodiorite of the Lower Kitoy one, 889–932 °C for granite of the Shumikha one, and 754–863 °C for granite of the Alar pluton. High crystallization temperatures correlate with high melting temperatures and suggest input of mantle heat triggered crustal melting. Lower crystallization temperatures of zircon from granites of the Alar and Toysuk plutons conform to presence of the Archean inherited zircon cores in these rocks.

The Toysuk monzodiorites are extremely enriched in TiO_2 (1.5–1.8 %) and P_2O_5 (0.68 %) and correspond residual melt of fractional crystallization of subalkaline mafic magma. The zircons from monzodiorite are characterized by a range of ε_{Hf} values from –10.7 to –6.0 and $T_{Hf}^{C}(DM)$ = 2.9–3.1 Ga (Fig. 1). Magmatic zircons of Toysuk granite are similar in ε_{Hf} values ranging from –10.1 to –6.7 but occurrence of the 2.5–2.9 Ga inherited zircons with $T_{Hf}^{C}(DM)$ = = 3.2–3.2 Ga argue to old crustal source for granite. The Toysuk granodiorite-granosyenites are overlapped in ε_{Nd} values (–8.2 to –4.6) with monzodiorites (ε_{Nd} –10.2 to –7.2) and granite (ε_{Nd} = –5.5) that suggests their origin via mixing of melt from a subalkaline mafic source and the Paleoarchean crustal rocks. High concentrations of incompatible trace elements in the Toysuk monzodiorite-granodiorite-granosyenites as well as isotopic features are evidence of an long-

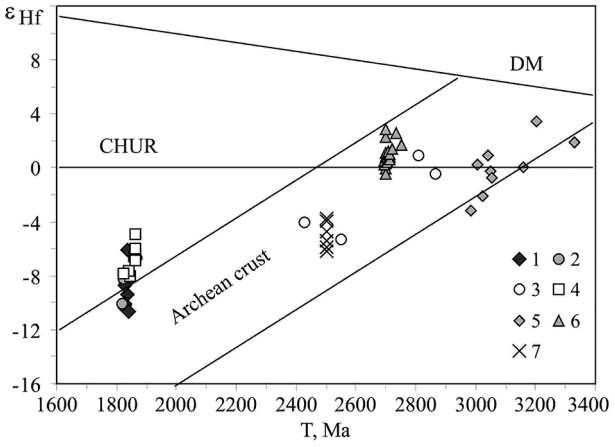


Fig. 1. T–ε_{Hf} diagram for zircons from granites and the host rocks.

Toysuk pluton: 1 – monzodiorite, 2–3 – granite: 2 – magmatic zircons and 3 – inherited cores; 4 – Lower Kitoy pluton; 5 – Paleo-Mezoarchean granulites, 6 – Neoarchean felsic granulites, 7 – Neoarchean granites..

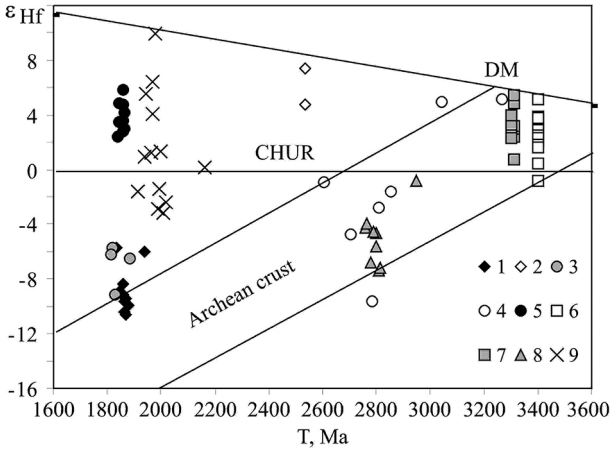


Fig. 2. T–ε_{Hf} diagram for zircons from granites and the host rocks.

Shumikha pluton: 1 – magmatic zircons and 2 – inherited cores, Alar pluton: 3 – magmatic zircons and 4 – inherited cores; 5 – Malaya Belaya pluton; 6–7 – rocks of the TTG complexes, 8 – Mezoarchean paragneisses, 9 – Paleoproterozoic paragneisses

lived enriched mantle source for a primary mafic magma such as the subcontinental lithosphere of the Sharyshalgai superterrane which was subjected subduction-related metasomatism at the Neoarchean time.

In most granodiorites and granites of the Lower Kitoy, Shumikha and Alar plutons the magmatic zircons are characterized by negative ε_{Hf} values ranging from –10.6 to –5.0 and T_{Hf}^{C}(DM) = 2.8–3.2 Ga that clearly suggests melting of the Archean crustal sources (Fig. 1, 2). This conclusion conforms to occurrence of ca.2.5 Ga and ca.2.6–3.3 Ga inherited zircon cores in granites of the Shumikha and Alar plutons, respectively. In the Alar pluton the inherited zircon cores are similar in age and overlap by ε_{Hf} with the zircons from the Paleo- and Mesoarchean rocks of the Bulun terrane which are the most likely sources of the Alar granites. In contrast, ca.2.5 Ga inherited core with a high ε_{Hf} value (up to +7.8) and the higher ε_{Hf} values in two Paleoproterozoic magmatic zircons indicate the contribution of the juvenile Neoarchean material to the formation of the Shumikha granodiorites. Most magmatic zircons of the Shumikha, Alar and Lower Kitoy plutons have higher ε_{Hf} values than the Archean country rocks that testifies to the contribution of juvenile material to the granite formation or continuous refertilisation and isotopic juvenilezation of the Archean crust previous to granite generation.

In contrast to the other Paleoproterozoic granites, the Malaya Belaya leucogranites contain only magmatic zircons which drastically differ in isotope composition. These zircons have homogeneous ε_{Hf} values from +5.9 to +2.4, and their T^{C}_{Hf}(DM) values are 2.1–2.3 Ga (Fig. 2). These isotopic characteristics conform to whole-rock Sm-Nd data: ε_{Nd} values ranging from +0.7 to –1.9 and T_{Nd}(DM-2st) of 2.3–2.5 Ga. The combined geochemical and isotopic data suggest that leucogranites were formed by partial melting of an juvenile tonalitic/granodiorite crust similar in Lu-Hf isotope characteristics to crustal source for the Paleoproterozoic detrital zircons from paragneiss of the Sharyzhalgai uplift [Turkina et al., 2016].

In summary, the magmas of the Paleoproterozoic collisional granitoids of the Sharyzhalgai superterrane were derived from different source regions from the subcontinental lithosphere to upper crust. Large isotopic diversity of granitoids arises from different sources varying from the Archean to Paleoproterozoic juvenile crust, input of enriched mantle magmas, interactions between mafic and felsic magmas and melting of mixed sources. Geochemical and isotopic features of the Paleoproterozoic granitoids suggest input of mantle heat into continental crust and direct chemical input from the mantle during the collisional granite formation.

This work was supported by grant 15-05-02964 from the Russian Foundation for Basic Research.

REFERENCES

Altherr R., Holl A., Hegner E. et al. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany) // Lithos. 2000. V. 50. P. 51-73.

Ferry J.M., Watson E.B. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers // Contrib. Mineral. Petrol. 2007. V. 154. P. 429-437.

Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Sukhorukov V.P. Isotope Lu-Hf composition of detrital zircon from paragneisses of the Sharyzhalgai uplift: evidence for the Paleoproterozoic crustal growth // Russian Geology and Geophysics. 2016. V. 57. P. 1016-1026.

ГРАНИТЫ МАНЬХАМБОВСКОГО, ИЛЬЯИЗСКОГО МАССИВОВ И РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ПОРОДЫ МАНЬХАМБОВСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Удоратина О.В., Андреичев В.Л.*, Капитанова В.А.*, Кобл М.А.**, Ген Ц.****

*Геологический институт Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, udoratina@geo.komisc.ru
**Стэнфордский Университет, Стэнфорд, США, coblem@stanford.edu
***Институт геологии и минеральных ресурсов, Тяньцзинь, Китай, mumu1270@163.com

Граниты. Крупнейшие на севере Урала гранитные массивы Маньхамбовский и Ильяизский, слагающие ядро Маньхамбовского блока, расположены на Северном Урале в поле распространения доуралид Ляпинско-Кутимского мегаантиклинория Центрально-Уральского поднятия. Граниты относятся к сальнерско-маньхамбовскому комплексу, Маньхамбовский массив является одним из его петротипов [Государственная…, 1999].

Массивы сближены в пространстве и обладают большим сходством минерального и химического составов слагающих их пород и имеют двухфазное строение [Удоратина и др., 2003]. Первая фаза представлена гранитами и лейкогранитами, а также играющими подчиненную роль кварцевыми диоритами и гранодиоритами (гибридная фация). Вторая фаза – лейкограниты и аляскиты. Жильную серию слагают аплитовидные граниты, аплиты, реже пегматиты. Гранитоиды залегают среди образований верхнего рифея-венда и перекрываются осадочными отложениями спорного возраста, контакты частично тектонические, но наблюдаются и интрузивные.

Породы относятся к семействам гранитов, лейкогранитов умеренно-щелочного ряда. Наблюдаемые постепенные переходы не позволяют отнести породы к разным сериям. Биотитовые граниты по субстратной классификации относятся к гранитам I-типа, лейкограниты к А-типу, промежуточные составы близки к безреститовому I-подтипу. Геодинамическая позиция гранитоидов по геохимическим данным неоднозначна, часть точек составов попадает в поле внутриплитных образований, а часть в поле позднеколлизионных и постколлизионных [Махлаев, 1996, Удоратина и др., 2003, 2006].

Формирование пород массивов согласно полученным нами в последнее десятилетие данным (U-Pb, SIMS) по единичным зернам цирконов [Удоратина, Андреичев, 2004, 2013, Удоратина и др., 2006, 2012] происходило в течение среднего-позднего кембрия. Субсинхронное образование гранитоидов Ильяизского массива (I-тип) происходило в интервале 520–500 млн лет, а гранитоиды Маньхамбовского массива (А-тип) формировались в более узком интервале 520–510 млн лет (табл. 1).

Согласно новым U-Pb (SHRIMP RG) данным по единичным зернам циркона из гранитоидов Ильяизского массива подтвержден возраст на уровне 500 млн лет (пробы ГЛ и ГП), и в целом граниты Ильяизского массива более молодые. Температура формирования цирконов, оцененная по содержанию Ti в цирконе при $a_{SiO2} = 1$ и $a_{TiO2} = 0.7$, варьирует от 890 до 720 °С (ГП) и от 840° до 710 °С (ГЛ). Гранитоиды Маньхамбовского массива (проба Г3) формировались при более низких температурах от 780 до 680 °С.

Таблица 1. Результаты U-Pb (SIMS) изотопного датирования единичных зерен циркона, изотопный состав кислорода и гафния цирконов

№	Порода, № пробы	Возраст	d	e
	Ильяизский массив			
1	Гранодиорит (I фаза), 401803	519.7 ± 6.3, n = 13	7.25	–
2	Биотитовый гранит (II фаза), 400704	510.1 ± 5.8, n = 6	–	–
3	Биотитовый гранит (II фаза), 400701	491 ± 5, n = 12	6.58	–
4	Гранит (II фаза), ГП	**498.2 ± 6.2**, n = 8	7.05	–
5	Гранит (II фаза), ГЛ	**496.5 ± 7.4**, n = 8	7.33	–
	Маньхамбовский массив			
6	Гранит (I фаза), Г-1	522 ± 6, n = 7	6.06	–
7	Лейкогранит (II фаза), 189-1	513.8 ± 5.6, n = 9	4.70	–
8	Гранит (II фаза), Г-3	**507.2 ± 5.5**, n = 7	–	–
9	Аляскиты, 729-1	**336.3 ± 10.4**, n = 6	–	+0.8…+6.8

Примечание. Исследования проведены в ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург (1–3, 6–7) [Удоратина и др., 2006, 2012; Удоратина, Андреичев, 2013] и в Стэнфордском Университете, США, (4–5, 8–9). Изотопный состав кислорода в цирконах определен в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ), изотопный состав гафния в Институте геологии и минеральных ресурсов (г. Тяньцзинь, Китай). «–» – нет данных.

Получены данные по распределению РЗЭ в цирконах.

Данные по редкометалльным аляскитоподобным породам массива Маньхамбо (приведены ниже) цирконы пробы 729-1 – возраст 336.3 ± 10.4 (температура формирования от 945 до 810 °С).

Изотопный состав кислорода в цирконах из гранитоидов Ильяизского массива: гранодиорит (7.25)→гранит(7.33–7.05–6.58) является в большей степени коровым, в гранитоидах Маньхамбовского массива мантийным и подтверждает гетерогенность плавящегося субстрата и глубинность формирования расплавов.

Время формирования перекрывающих Маньхамбовский массив палеонтологически «немых» терригенных отложений, в которых локализовано комплексное редкоземельно-уран-торий-редкометалльное оруденение, является раннеордовикским (U-Pb, LA-ICP-MS) [Удоратина и др., 2012, 2014, Удоратина, Капитанова, 2015]. Существует точка зрения о более древнем (среднерифейском) возрасте Маньхамбовского массива и более молодом Ильяизского. Она основывается на U-Pb (TIMS) и LA-ICP- MS [Душин и др., 2009] данных по цирконам. При этом предполагается, что более поздние ильяизские граниты могли снивелировать первичные изотопные характеристики маньхамбовских. В отношении возраста перекрывающих отложений также имеются различные точки зрения [Бороздина, 2009].

Редкометалльные породы. В северной и северо-восточной частях Маньхамбовского массива ранее были известны зоны флюоритизации с рудной редкометалльной (фергусонит, колумбит) минерализацией. А.В. Калиновским было выделено маломощное (1.5 км по простиранию) тело редкометалльных аляскитов с аналогичной, но сингенетичной магматитам минерализацией [Калиновский, 1990]. Аляскитоподобные породы – светлые розовато- белые, мелкозернистые альбит-кварц-микроклиновые породы. Под микроскопом наблюдается катаклаз с сохранением на участках гранитной структуры и интенсивная грейзенизация породы. Характерно малое количество плагиоклаза (альбита), наблюдается развитие микроклина двух генераций (решетчатого и таблитчатого) и окварцевание с флюоритизацией. Минеральный состав в основном кварц-микроклиновый, содержание альбита до 10 об. %, слюда – ферроалюмоселадонит. Акцессорные и рудные минералы: циркон, титанит, апатит, монацит, торит, фергусонит (в том числе Yb-фергусонит), колумбит, флюорит, гематит, ильменит. Химический состав пород: содержание кремнезема на уровне 77 мас. %, сумма щелочей 8–9 мас. %, крайне низкая железистость пород (0.6–1.0).

Линейный характер развития пород, отсутствие четких границ тела, наличие катаклазированных структур, интенсивно проявленная грейзенизация и присутствие только в этой зоне рудных редкометалльных минералов позволяет нам рассматривать эти образования как преобразование первичных пород в разломной зоне.

Был определен U-Pb возраст цирконов из этих пород. Цирконы (до 100 мкм), непрозрачные и полупрозрачные призматического габитуса с сахаровидной поверхностью, Ку = 1:2 (рис. 1). Катодолюминесцентные изображения цирконов черные, лишь в одном зерне проявлена магматическая осцилляторная зональность. Именно в этом зерне оба замера (8.1 и 9.1) показали возраст, как мы полагаем, наследованный от пород главных фаз массива Маньхамбо. Из расчета убраны также возрасты точек 1.1, 2.1, и 7.1. Для оставшихся точек характерны крайне высокие содержания U от 1700 до 2700 г/т и сильно варьирующие содержания Th от 170 до 1100 г/т.

Возраст цирконов по отношению $^{206}Pb/^{238}U$ определен в шести точках. Диапазон возрастов составляет 373–324 млн лет. Средневзвешенный возраст – 336.3 ± 10.4 млн лет (СКВО = 2.84). Содержания элементов-примесей близки, что свидетельствует о том, что анализировались цирконы одной генерации. Изотопный состав гафния цирконов этой пробы указывает на мантийный источник (табл. 1), модельный возраст T_{DM2} 0.8–1.10 млрд лет.

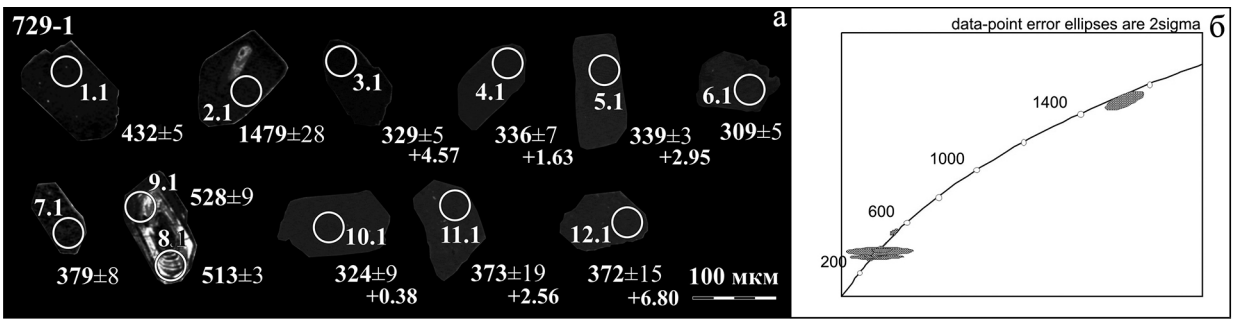


Рис. 1. Катодолюминесцентные изображения цирконов с номерами датированных зерен, аналитическими кратерами, возрастом и данными по изотопному составу гафния (а) и U-Pb диаграмма с конкордией (б).

Таким образом, основная масса гранитоидов Ильяизского и Маньхамбовского массивов формировалась в течение среднего-позднего кембрия, а в раннем карбоне проявились магматическая активность и сформировались аляскитоподобные породы с редкометалльной минерализацией.

Исследования начаты в рамках проектов 09-С-5-1017, 12-С-5-1024 и продолжаются в рамках проекта УрО РАН № 15-18-5-57.

ЛИТЕРАТУРА

Бороздина Г.М. О корреляции стратотипа хобеинской свиты и отложений в восточном контакте гранитного массива Мань-Хамбо *// Ежегодник-2008. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 156. Екатеринбург, 2009. С. 57-59.*

Государственная геологическая карта РФ 1:200 000. Серия Северо-Уральская. Лист P-40-VI. Объяснительная записка. М. 1999. 114 с.

Душин В.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. Возраст и геодинамическая позиция гранитоидов маньхамбовского блока (Северный Урал): U-Pb и Sm-Nd изотопная систематика и геохимические ограничения // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Том I. Санкт-Петербург: ИП Каталкина, 2009. С. 172-174.

Калиновский А.В. Редкометалльные комплексы Маньхамбовского металлогенического района на Северном Урале. Серия препринтов «Научные доклады». Коми научный центр УрО АН СССР, 1990. Вып. 228. 24 с.

Махлаев Л.В. Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 150 с.

Удоратина О.В., Андреичев В.Л. Гранитоиды Маньхамбовского блока (Северный Урал): U-Pb данные // Гранитоиды – условия формирования и рудоносность. Мат-лы науч.-практ. конф. Киев. 2013. С. 136-137.

Удоратина О.В., Андреичев В.Л. Изотопно-геохронометрические системы в гранитоидах массива Маньхамбо (Северный Урал) / Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 5: Мат-лы науч. конф. Том I. Томск, 2004. С 78-82.

Удоратина О.В., Андреичев В.Л., Ларионов А.Н., Толмачева Е.В. Гранитоиды Ильяизского массива (Северный Урал): новые геохронологические данные // Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы. Мат-лы Всерос. науч. конф. с междунар. участием. XV Чтения памяти академика А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 258-259.

Удоратина О.В., Капитанова В.А. Время формирования комплексных (радиоактивно-редкоземельно-редкометалльных) руд Маньхамбовского рудного района (Северный Урал) Месторождения стратегических металлов: закономерности размещения, источники вещества, условия и механизмы образования. Всерос. конф. посвящ. 85-летию ИГЕМ РАН. Москва. 25-27 ноября 2015 г. Мат-лы доклад. М.: ИГЕМ РАН. 2015. С. 250-251.

Удоратина О.В., Никулова Н.Ю., Варламов Д.А. Минералогия и литохимия рудных метапесчаников перекрывающих гранитный массив Маньхамбо (Северный Урал) / Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2014. № 4. С. 3-9.

Удоратина О.В., Никулова Н.Ю., Павлова А.А., Варламов Д.А., Швецова И.В. Цирконы из осадочных отложений восточного контакта гранитного массива Маньхамбо (Северный Урал) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2012. № 6. С. 2-8.

Удоратина О.В., Соболева А.А., Дорохов Н.С., Кузенков Н.А. Петрология пород Ильяизского массива (Северный Урал) // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 2003. С. 54-74. (Труды Института геологии Коми научного центра Российской АН. Вып. 113).

Удоратина О.В., Соболева А.А., Кузенков Н.А., Родионов Н.В., Пресняков С.Л. Возраст гранитоидов массивов Маньхамбовского и Ильяизского массивов (Северный Урал): U-Pb данные // ДАН. 2006. Т 406. № 6. С. 810-815.

GRANITES OF MANKHAMBO AND ILYAIZ MASSIFSAND RARE METAL ROCKS OF MANKHAMBO MASSIF (NORTHERN URALS)

Udoratina O.V., Andreichev V.L.*, Kapitanova V.A.*, Coble M.A.**, Geng J.Z.****

*Institute of Geology of Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia, udoratina@geo.komisc.ru
**Stanford University, Stanford, USA, coblem@stanford.edu
***Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources, Tianjin, China, mumu1270@163.com

Granites. The Northern Urals largest Mankhambo and Ilyaiz granite massifs, which form the core of the Mankhambo block, are located in the Northern Urals in the area of distribution of the preuralides of lyapin-Kutim, megaanticlinorium in the Central Ural uplift. The massifs are related to Salner-Mankhambo complex, Mankhambo massif is one of its petrotypes [State Geological..., 1999].

The massifs are closely located in space and similar by their mineral and chemical composition of composing rocks and have a two-phase structure [Udoratina et al., 2003]. The first phase is represented by granites and leucogranites, as well as subordinate quartz diorites and granodiorites (hybrid facies). The second phase – leucogranites and alaskites. A vein series is composed of aplite-like granites, aplites, less often pegmatites. Granitoids occur among the Upper Riphean-Vendian structures and are overlaid by sediments of disputed age, some of the contacts are tectonic, but also intrusive contacts are observed.

Compositionally, the rocks moderately alkaline granites and leucogranites. The observed gradual transitions do not allow relating the rocks to different series. The biotite granites are related to I-granites according to the substrate classification, leucogranites to A-type, intermediate compositions are close to the restiteless I-subtype. The geodynamic position of the granitoids is ambiguous by geochemical data, some compositions suggest intraplate granites, and some occur in the field of late collisional and post collisional [Makhlaev, 1996; Udoratina et al., 2003; Udoratina et al., 2006].

The U-Pb crystallization ages of rocks of the massifs based on new data obtained by SIMS on individual zircon grains conducted over the last decade [Udoratina et al., 1999; Udoratina, Andreichev, 2004, 2013; Udoratina et al., 2006; Udoratina et al., 2012] suggest middle- and late Cambrian ages. The subsynchronous formation of the granitoids of Ilyaiz massif (I-type) occurred within 520–500 Ma, and the granites of Mankhambov massif (A-type) were formed within a narrower range of 520–510 Ma (Table 1).

New data, obtained on individual grains of zircon (U-Pb, SHRIMP RG) for granitoids of Ilyaiz massif, confirmed the age of ~500 Ma (samples GL and GP), and that in general the Ilyaiz massif granites are younger, their Ti-in-zircon temperature ranges from 720 to 890 °C (GL) and from 710 to 840 °C (GP). The granitoids of Mankhambo massif (sample G3) were formed at lower temperatures from 680 to 780 °C. We also obtained REE concentrations from the same zircon samples.

U-Pb data on alaskite rocks from Mankhambo massif (given below) yield an age of 336.3 ± 10.4, and a high Ti-in-zircon temperature (945 to 810 °C).

Isotopic composition of oxygen (table) for zircons from granitoids of the Ilyaiz massif yield mostly crustal composition for granitoids of the Manhambovsky massif mantle and confirms the heterogeneity of the melting substrate and the depth of formation of melts.

The time of formation of the overlying terrigenous stratum (without fauna), where a complex rare earth-uranium-thorium-rare metal mineralization was localized, is Early Ordovician (U-Pb, LA ICP MS) [Udoratina et al., 2012, 2014; Udoratina, Kapitanova, 2015].

There is a point of view about a more ancient (Middle Riphean) age of Mankhambo massif and younger (early Cambrian) age of Ilyaiz massif. It is based on U-Pb (TIMS) [Shcherbin, 1974] and LA-ICP MS [Dushin et al., 2009; Dushin, Faust, 2008] data of zircons and assumed that later Ilyaiz granites could balance the primary isotope characteristics of Mankhambo ones. Regarding the age of the overlying deposits there are also different points of view [Kalinin, Puchkov, 1968; Shcherbin, 1974; Dushin et al., 2009; Udoratina et al., 2012].

Table 1. U-Pb isotope dating (SIMS) results zircon single grains, isotopic composition of oxygen and hafnium in zircons

№	Rocks, Sample No.	Age	d	e
		Ilyaiz massif		
1	Granodiorite (I phase), 401803	519.7 ± 6.3, n = 13	7.25	–
2	Biotite granite (II phase), 400704	510.1 ± 5.8, n = 6	–	–
3	Biotite granite (II phase), 400701	491.0 ± 5.0, n = 12	6.58	–
4	Granite (II phase), GP	**498.2 ± 6.2**, n = 8	7.05	–
5	Granite (II phase), GL	**496.5 ± 7.4**, n = 8	7.33	–
		Mankhambo massif		
6	Granite (I phase), Г-1	522 ± 6, n = 7	6.06	–
7	Leucogranite (II phase), 189-1	513.8 ± 5.6, n = 9	4.70	–
8	Granite (II phase), G-3	**507.2 ± 5.5**, n = 7	–	–
9	Alaskites, 729-1	**336.3 ± 10.4**, n = 6	–	+0.8…+6.8

Note. The analyses were conducted in the Research Center of VSEGEI, Saint-Petersburg (SHRIMP II, 1–3, 6–7) [Udoratina et al., 2006; Udoratina et al., 2012; Udoratina, Andreichev, 2013] and Stanford University, Stanford, USA (SHRIMP-RG, 4–5, 8–9). Measurements of the isotope composition of oxygen in zircons were carried out at the Institute of Geology of the SB RAS (Ulan-Ude). The isotopic composition of hafnium is determined at the Institute of Geology and Mineral Resources (Tianjin, China), «–» – not data. Bold is new age.

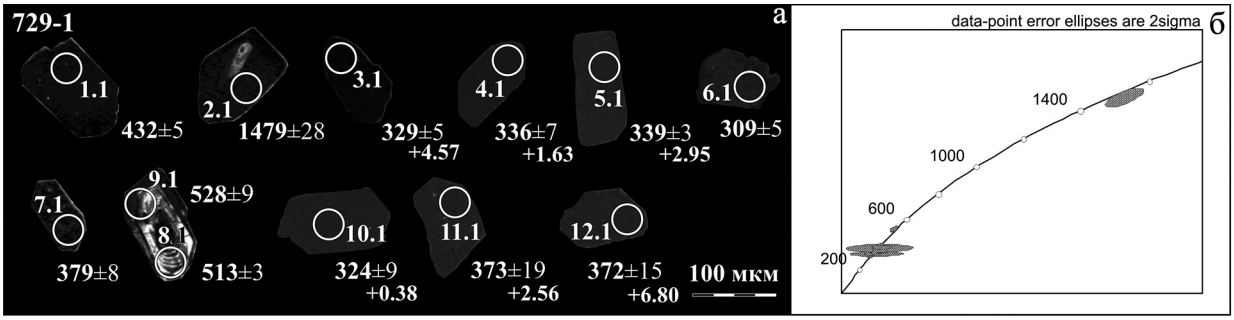


Fig. 1. Cathodoluminescence images of zircons with numbers of dated grains, analytical craters, age and data on the isotopic composition of hafnium (а), diagram with concordia for the rock (б).

Rare metal granites. The fluorite zones with ore rare metal mineralization (fergusonite, columbite) were previously known in the northern and northeastern part of the massif. Kalinovsky [1990] determined a thin body (1.5 km along the strike) of rare metal alaskites with similar mineralization, which was syngenetic to the magmatites.

Alaskite-like rocks are light pinkish white, fine-grained albite-quartz-microcline rocks. Cataclase was observed under the microscope with preservation of granite structure and intensive greisenization of the rocks. A low amount of plagioclase (albite) is characteristic, two generations of microcline (lattice and tabular) and silicification with fluoritization were observed. The mineral composition is mainly quartz-microcline, albite up to 10 vol. %, mica – ferroaluminoseladonite. Accessory and ore minerals: zircon, titanite, apatite, monazite, thorite, fergusonite, Y-fergusonite, columbite, fluorite, hematite, ilmenite. The chemical composition of alaskites (wt %): silica content at 77, content of alkali at 8–9, an extremely low iron content of the rocks (0.6–1.0). The rocks possess typical geochemical characteristics for A-granites.

However, the linear nature of development of the rocks, the absence of clear boundaries of the body, the presence of cataclized structures, the intensively manifested greisenization and the presence of ore-grade rare metal minerals in this zone do not negate the view that the rocks could be formed during the transformation of primary rocks in the fault zone.

The U-Pb age was determined on zircon separated from these rocks according to the standard method. The zircons (up to 100 μm) are opaque and translucent, have a prismatic habit with a sugar-like surface, (coefficient of elongation = 1:2) (Fig. 1). In cathodoluminescence they are dark, with weak oscillatory zonation is present only in one grain. Specifically in this grain both measurements (8.1 and 9.1) showed ages we interpret to reflect inheritance from the rocks of the main phases of Mankhambo massif.

The age of points 1.1, 2.1, 6.1, 7.1 are removed from the calculation. The zircons are characterized by an high U content in the points selected for calculating the age, ranging from 1700 to 2700 ppm U and strongly varying thorium content from 170 to 1100 ppm. The calculated zircon $^{206}Pb/^{238}U$ age was determined from 12 points (6 measurements were removed from the calculation). The individual grain ages range is from 373 ± 19 Ma to 324 ± 9 Ma. The weighted average age for 6 measurements was 336.3 ± 10.4 Ma (MSWD = 2.84). The REE contents of these six zircon were similar, which indicated that the zircons of one generation had been analyzed. The hafnium isotopic composition of zircons of this sample suggests the mantle source (Table 1).

Thus, the bulk of the granitoids of Ilyaiz and Mankhambo massifs were formed during Middle-Late Cambrian, but during the Early Carboniferous period the magmatic activity occurred and the alaskite-like rocks with rare metal mineralization were formed.

Financial support of the UB RAS, projects 09-C-5-1017, 12-C-5-1024 and now project No. 15-18-5-57.

REFERENCES

Borozdina G.M. On the correlation of the stratotype of the Hobein suite and deposits in the eastern contact of the Mankhambo granite massif // Year book-2008. Tr. IGG UB RAS. Issue 156. Ekaterinburg, 2009. P. 57-59. (In Russian)

Dushin V.A., Faust A.V. Riphean granitic magmatism and metallogeny of the Mankhambo block // Regional geology and metallogeny. 2008. № 35. P. 25-33. (In Russian)

Dushin V.A., Ronkin Yu.L., Lepikhina O.P. Age and geodynamic position of granitoids of Mankhambo block (Northern Urals): U-Pb and Sm-Nd isotopic taxonomy and geochemical limitations // Isotopic systems and time of geological processes. Proceedings of the IV Russian Conference on isotope geochronology. Volume I. St. Petersburg: IP Katalkina, 2009, p. 172-174. (In Russian)

Kalinin E.P., Puchkov V.N. New data on the geology and rare metal metallogeny of the Urals rocks in the basin of the Upper Pechora. Trudy of Institute of Geology Komi fil. Academy of Sciences of the USSR. Issue 9, Syktyvkar. 1968, P. 49-60. (In Russian)

Kalinovsky A.V. Rare metal complexes of Mankhambo metallogenic region in the Northern Urals. A series of preprints "Scientific Reports". Komi Scientific Center, Ural Division of the Academy of Sciences of the USSR, 1990. Issue 228. 24 pp. (In Russian)

Makhlaev L.V. Granitoids of the north of the Central Ural uplift (Polar and Subpolar Urals). Ekaterinburg: UB RAS, 1996. 150 p. (In Russian)

State Geological Map of the Russian Federation 1: 200 000. Northern Urals. P-40-VI. Explanatory note. Moscow 1999. 114 p. (In Russian)

Udoratina O.V., Nikulova N.Yu., Varlamov D.A. Mineralogy and lithochemistry of ore metasandstones overlying the granite massif of Mankhambo (Northern Urals) / Vestnik of the Institute of Geology of the Komi SC UB RAS. Syktyvkar, 2014. № 4, P. 3-9. (In Russian)

Udoratina O.V., Andreichev V.L. Granitoids of Mankhambo block (Northern Urals): U-Pb data // Granitoids – formation conditions and ore content. Proceedings of the Scientific and Practical Conference. Kiev. 2013. P. 136-137. (In Russian)

Udoratina O.V., Andreichev V.L. Isotope-geochronometric systems in the granitoids of the Mankhambo massif (Northern Urals) / Petrology of igneous and metamorphic complexes. Issue 5: Proceedings of the scientific conference. V.I. Tomsk, 2004. pp. 78-82. (In Russian)

Udoratina O.V., Andreichev V.L., Kuznetsov N.B. Protouralian granitoids: new data on composition and geodynamic interpretation // Tectonics, geodynamics and processes of magmatism and metamorphism. V. II. Moscow: GEOS, 1999. P. 216-218. (In Russian)

Udoratina O.V., Andreichev V.L., Larionov A.N., Tolmacheva E.V. Granitoids of the Ilyaiz massif (Northern Urals): new geochronological data // Geodynamics, ore deposits and deep structure of lithosphere. Proceddings of the All-Russian scientific conference with international participation. XV Readings to the memory of Academician A.N. Zavaritsky. Ekaterinburg: IGG UrB RAS, 2012. P. 258-259. (In Russian)

Udoratina O.V., Kapitanova V.A. Time of formation of complex (radioactive-rare-earth-rare metal) ores of the Mankhambo ore region (Northern Urals). Deposits of strategic metals: patterns of location, sources of matter, conditions and mechanisms of formation. All-Russ. Conf. devoted to the 85-year IGEM RAS. Moscow. November 25-27, 2015, report. Moscow: IGEM RAS. 2015. P. 250-251. (In Russian)

Udoratina O.V., Nikulova N.Yu., Pavlova A.A., Varlamov D.A., Shvetsova I.V. Zircons from the sedimentary deposits of the eastern contact of the granite massif of Mankhambo (Northern Urals) // Vestnik of the Institute of Geology of the Komi SC UB RAS, 2012, No. 6. P. 2-8. (In Russian)

Udoratina O.V., Soboleva A. A., Kuzenkov N.A., Rodionov N.V., Presnyakov S.L. Age of granitoids in the Man'khambo and Il'yaiz plutons, the Northern Urals: U-Pb data / Doklady Earth Sciences, 2006, Vol. 407, No 2, pp. 284-289.

Udoratina O.V., Soboleva A.A., Dorokhov N.S., Kuzenkov N.A. Petrology of the rocks of the Ilyaiz Massif (Northern Urals) // Petrology and Mineralogy of the Northern Urals and Timan. Syktyvkar, 2003. P. 54-74. (Proceedings of the Institute of Geology of the Komi SC UB RAS, No. 113). (In Russian)

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГРАНИТОИДОВ ШАХТАМИНСКОГО И КУКУЛЬБЕЙСКОГО КОМПЛЕКСОВ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): НОВЫЕ ДАННЫЕ

Удоратина О.В., Варламов Д.А.**, Цыганков А.А.***, Кобл М.А.****, Ген Ц.******

*Геологический институт Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, udoratina@geo.komisc.ru
**Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия, dima@iem.ac.ru
***Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, tsygan@gin.bscnet.ru
****Стэнфордский Университет, Стэнфорд, США, coblem@stanford.edu
*****Институт геологии и минеральных ресурсов, Тяньцзинь, Китай, mumu1270@163.com

Редкометалльные граниты Восточного Забайкалья давно привлекают внимание исследователей благодаря своей высокой рудоносности в отношении редких металлов (Ta, Nb, Be, W, Sn и т.д.). В пределах Восточного Забайкалья в виде широкой полосы северо-восточного простирания развиты интрузивные образования, представленные гранитоидами двух комплексов – шахтаминским и кукульбейским.

Существуют различные точки зрения на генетическую связь характеристик гранитоидов комплексов и их рудной нагрузкой. Накопленный к настоящему моменту большой объем петролого-геохимических, геохронологических (Rb-Sr, U-Pb) и изотопно-геохимических (Sr, Nd) данных по некоторым из гранитоидных массивов указанных комплексов позволяют предполагать, что их формирование происходило за счет разных субстратов: корового или мантийного источников [Козлов, 2011; Костицын и др., 2000; Абушкевич, Сырицо, 2007; Зарайский и др., 2004; и др.].

Особенностью редкометалльных гранитоидов Восточного Забайкалья является многостадийность и многофазность магматизма, отсутствие в составе пород, более основных нежели биотитовые граниты (редко гранодиориты), обогащение F, Rb, Cs, Li и редкими металлами. Конечными дифференциатами комплексов являются лейкограниты и аляскиты, с которыми связано грейзеновое W, Mo, Sn, Be, Bi оруденение и литий-фтористые альбит-амазонитовые граниты с Ta-Nb оруденением в альбититах. Промышленные концентрации характерны только для конечных производных гранит-лейкогранитовой магмы, что объясняется последовательным накоплением некогерентных компонентов в остаточном расплаве в процессе их дифференциации и остывании в верхних частях земной коры [Зарайский и др., 2004].

Авторами при исследованиях этого региона (2002–2008 гг.) в рамках научной школы совместно с Г.П. Зарайским опробованы многочисленные массивы гранитоидов. Ниже рассмотрены кратко геологическое положение, минералогические и петрографо-петрохимические и геохимические особенности Курунзулайского (шахтаминский комплекс) и Тургинского (кукульбейский комплекс) массивов и приведены новые данные. Для уточнения возраста и условий кристаллизации пород были проведены исследования U-Pb (SIMS), термометрия цирконов, изучение распределения РЗЭ в них, также исследовался изотопный состав гафния в цирконах.

Шахтаминский комплекс. Изученные гранитоиды Курунзулайского массива являются типичными представителями пород, отнесенных к шахтаминскому комплексу. Крупно-среднезернистые, массивные серые породы – крупнопорфировые биотитовые граниты, в шлифах наблюдаются гранитовые микроструктуры. Порфировые вкрапленники представлены олигоклазом, матрикс сложен полевошпат-плагиоклазовыми агрегатом, темноцветные минералы (до 10 об. %) представлены сидерофиллитом (Li сидерофиллитом) и Li-Fe мусковитом; акцессорные – циркон, апатит, титанит, монацит (Th-монацит), алланит; рудные – рутил (зачастую обогащенный Nb, Ta и W) и ильменит. Петрогеохимически биотитовые граниты Курунзулайского массива – субщелочные умеренно-калиевые (мас. %), SiO_2 – 72, ($Na_2O + K_2O$) – 8, ASI – 0.87, метаалюминиевые. Содержание РЗЭ невысокое, при преобладании легких редкоземельных элементов над тяжелыми, наблюдается четко проявленный европиевый минимум (рис. 1, а). На мультиэлементных диаграммах (рис. 1, б) наблюдается преобладание крупноионных элементов над высокозарядными с резкими минимумами (Ti, P).

Кукульбейский комплекс. Изученные гранитоиды Тургинского массива отнесены к кукульбейскому комплексу (г. Каменистая, «Джидоканский выход») отобраны из дайкового тела. Мелко-тонкозернистые, массивные серовато-белые породы – амазонитовые граниты, в шлифах наблюдаются гранитовые микроструктуры и развитие альбитизации (пластинчатого и шахматного альбита). Темноцветные минералы (1–5 об. %) представлены слюдами – Li-Fe мусковитом, циннвальдитом и Fe-полилитионитом; акцессорные – циркон, ксенотим, торит, фосфаты тория; рудные – колумбит (Mn-и Fe-разности), фергусонит, уранинит, галенит.

Петрогеохимически амазонитовые граниты – щелочные высококалиевые породы (мас. %) SiO_2 – 73, ($Na_2O + K_2O$) – 10, ASI – 1.01, низкотитанистые (0.01), низкомагнезиальные (0.1). Содержание РЗЭ невысо-

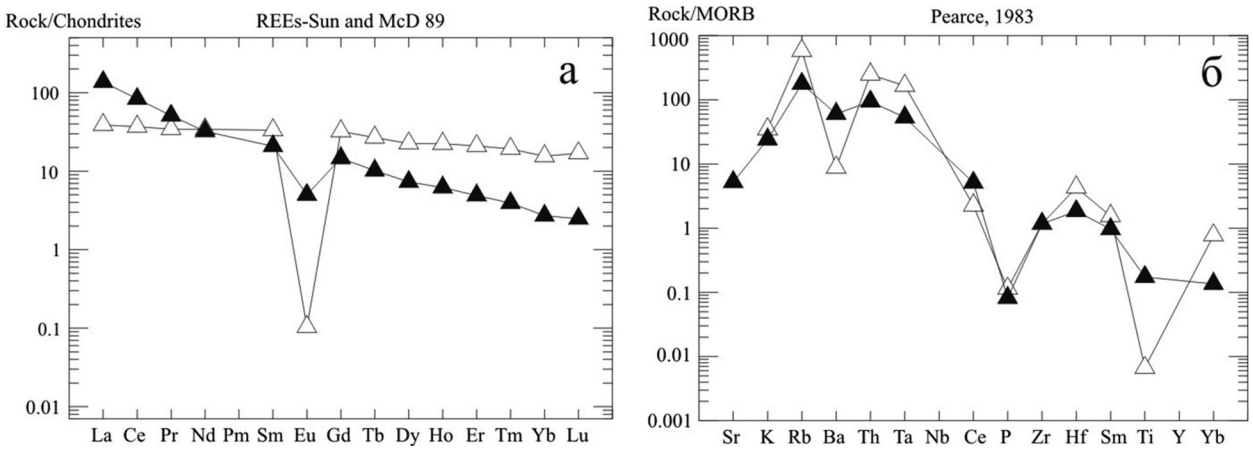


Рис. 1. Спектры распределения РЗЭ элементов в породах (а), мультиэлементная диаграмма (б).

Закрашенный треугольник – продатированные граниты Курунзулайского массива, незакрашенный – Тургинского.

кое, при ровных плечах наблюдается глубокий европиевый минимум (рис. 1, а). На мультиэлементных диаграммах (рис. 1, б) также наблюдается преобладание крупноионных элементов над высокозарядными, с резкими минимумами (Ti, P).

Также исследовались монофракции цирконов, выделенные для геохронологических исследований. Цирконы биотитовых гранитов Курунзулайского массива, проба 219 (до 200 мкм) соломенного цвета, прозрачные, длиннопризматического габитуса, Ку = 1:1, 1:2 с мелкими включениями черного цвета. В катодолюминесцентных лучах проявлена магматическая осцилляторная зональность с хорошо видными центральными зонами (рис. 2, а). Содержания U и Th в цирконах варьируют очень широко в пределах 157–1422 и 69–1529 г/т соответственно.

Возраст цирконов по отношению $^{206}Pb/^{238}U$ определен в восьми точках. Диапазон возрастов составляет 164–137 млн лет. Из дальнейшего расчета убраны точки 2.1 и 4.1. Средневзвешенный возраст 160.2 ± 2.1 млн лет (СКВО = 2.52). Содержания элементов-примесей близки, что свидетельствует о том, что анализировались цирконы одной генерации. Рассчитанная температура кристаллизации цирконов оцененная по содержанию Ti в цирконе [Watson et. al., 2006] составляет 800–670 °C (при $a_{SiO_2} = 1$ и $a_{TiO_2} = 0.7$). Положительные значения изотопного состава гафния цирконов этой пробы указывают на мантийный источник ($\varepsilon_{Hf}(t)$ от +0.82 до +3.40), модельный возраст протолита T_{DM2} 1.10–0.87 млрд лет.

Цирконы амазонитовых гранитов Тургинского массива, проба 212 (до 200–300 мкм), непрозрачные и полупрозрачные темно желтого цвета с красноватым отливом, призматического габитуса Ку = 1:2. В катодолюминесцентных лучах – черные (рис. 2, б). Содержания U и Th в цирконах крайне высокие, варьируют очень широко – 6334–11919 и 686–18166 г/т соответственно.

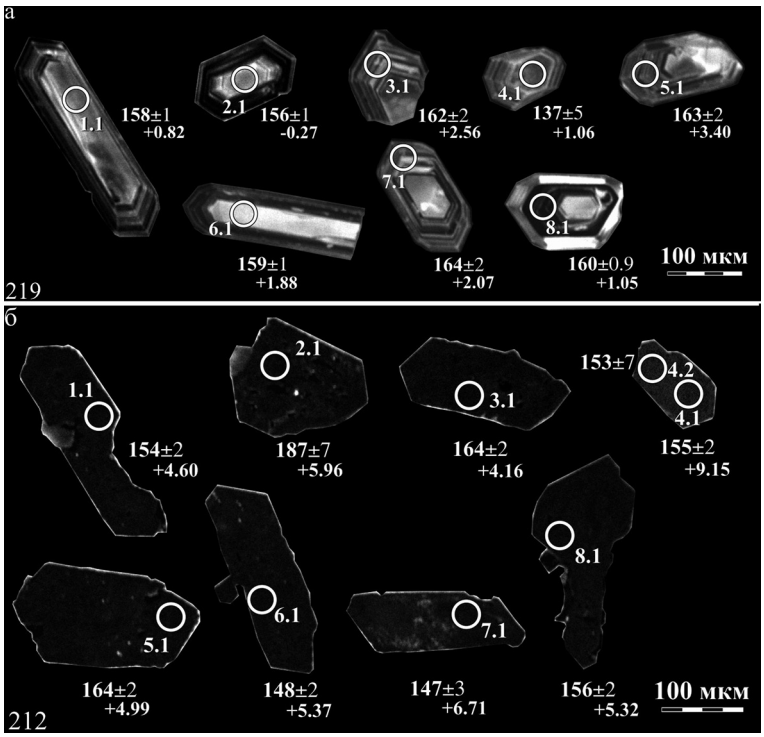


Рис. 2. Катодолюминесцентные изображения цирконов с номерами датированных зерен, аналитическими кратерами, возрастом и данными по изотопному составу гафния.

а – цирконы из биотитовых гранитов Курунзулайского массивов, шахтаминского комплекса, б – из амазонитовых гранитов Тургинского массива кукульбейского комплекса.

Диапазон $^{206}Pb/^{238}U$ возрастов цирконов по 9 отдельным зернам составляет от 187 до 147 млн лет. Рассчитанный средневзвешенный возраст для когерентной группы из 6 определений – 152.7 ± 3.9 млн лет (2σ, СКВО = = 2.73). Схожий состав элементов-примесей свидетельствует о том, что цирконы кристаллизовались из одной магмы. Модельная температура кристаллизации варьирует в интервале 840–640 °С. Положительные значения изотопного состава гафния цирконов этой пробы указывают на мантийный источник ($\varepsilon_{Hf}(t)$ от +4.6 до +9.2), модельный возраст T_{DM2} 0.79–0.53 млрд лет.

Таким образом, установлено, что гранитоиды формировались в позднеюрское время из гетерогенного по возрасту и составу субстрата. Биотитовые граниты Курунзулайского массива (шахтаминский комплекс) сформировались 160 млн лет назад при плавлении корового-мантийного (($\varepsilon_{Hf}(t)$ +0.82…+3.40) протолита с возрастом 1.10–0.87 млрд лет, амазонитовые граниты Тургинского массива (кукульбейский комплекс) формировались 152 млн лет назад, протолит амазонитовых гранитов более молодой (T_{DM2} 0.79–0.53 млрд лет) и мантийный ($\varepsilon_{Hf}(t)$ +4.6…+9.2).

Исследования проводятся в рамках проекта РФФИ № 17-05-00275.

ЛИТЕРАТУРА

Абушкевич В.С., Сырицо Л.Ф. Изотопно-геохимическая модель формирования Li-F гранитов Хангилайского рудного узла в Восточном Забайкалье. СПб.: Наука. 2007. 148 с.

Зарайский Г.П. Условия образования редкометалльных месторождений, связанных с гранитоидным магматизмом // Смирновский сборник-2004. М.: Фонд им. ак. В.И. Смирнова, 2004. С. 105-192.

Козлов В.Д. Особенности редкоэлементного состава и генезиса гранитоидов шахтаминского и кукульбейского редкометалльных комплексов Агинской зоны Забайкалья / Геология и геофизика, 2011, т. 52, № 5, С. 676-689.

Костицын Ю.А., Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Чевычелов В.Ю. Геохимические и изотопные свидетельства генетической общности биотитовых и Li-F гранитов на примере месторождений Спокойнинское, Орловка, Этыка (Восточное Забайкалье) / Изотопное датирование геологических процессов, новые методы и результаты. Тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии. М. ГЕОС, 2000. С. 185-188.

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contrib Mineral Petrol. 2006. V. 151. P. 413-433.

ISOTOPE GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF GRANITOIDS OF SHAKHTAMINSKY AND KUKULBEYSKY COMPLEXES (EASTERN TRANSBAIKALIA): NEW DATA

Udoratina O.V., Varlamov D.A.**, Tsygankov A.A.***, Coble M.A.****, Geng J.Z.******

*Institute of Geology of the Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia, udoratina@geo.komisc.ru
**Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Russia, dima@iem.ac.ru
***Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia, tsygan@gin.bscnet.ru
****Stanford University, Stanford, USA, coblem@stanford.edu
*****Institute of Geology and Mineral Resources, Tianjin, China, mumu1270@163.com

Rare metal granites of the Eastern Transbaikalia have long attracted the attention of researchers due to their high ore concentrations of rare metals (Ta, Nb, Be, W, Sn, etc.). Within the Eastern Transbaikalia is a wide band of NE striking intrusive formations represented by granitoids of two complexes – Shakhtaminsky and Kukulbeysky.

There are various interpretations of the genetic relationship of the characteristics of the granitoid complexes and their ore load. The large volume of petrological-geochemical, geochronological (Rb-Sr, U-Pb) and isotope-geochemical (Sr, Nd) data accumulated to the present on some of the granitoid massifs suggest that their formation occurred due to different crustal versus mantle sources [Kozlov, 2011; Kostitsyn et al, 2000; Abushkevich, Syritso, 2007; Zaraisky et al., 2004].

A feature of the rare-metal granitoids of the Eastern Transbaikalia is the multistage and multiphase nature of magmatism, the absence of rocks that are more basic than biotite granites (rarely granodiorites), and enrichment in F, Rb, Cs, Li and rare metals. The final differentiates of the complexes are leucogranites and alaskites, which are associated with W, Mo, Sn, Be, Bi greisen mineralization and lithium-fluorine albite-amazonite granites with Ta-Nb mineralization in albitites. Industrial concentrations are characteristic only for final derivatives of granite-leucogranite magma, which is explained by the consecutive accumulation of incompatible trace elements in the residual melt during their differentiation and cooling in the upper parts of the earth's crust [Zaraiskii et al., 2004].

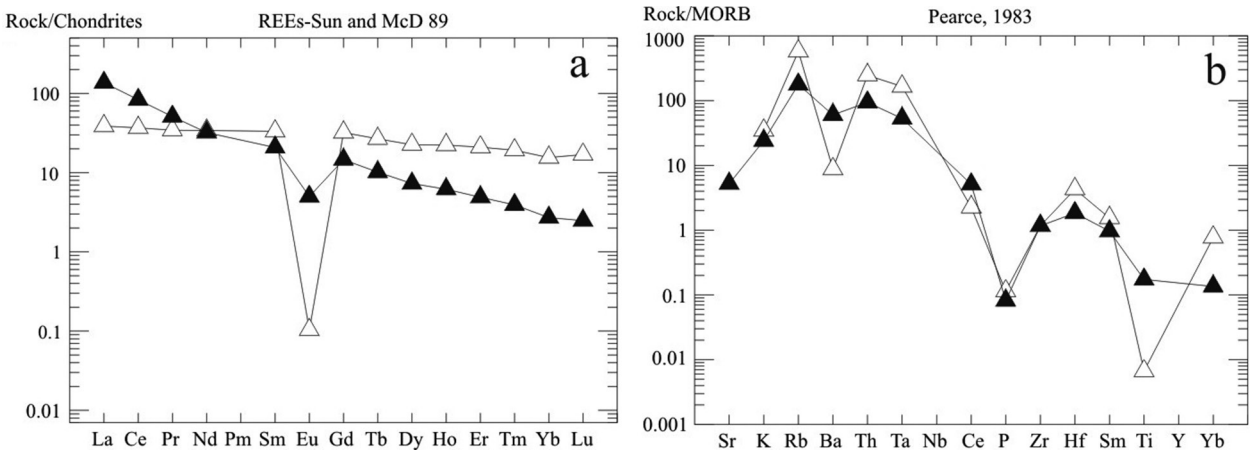


Fig. 1. Spectra of REE distribution of elements in rocks (a), multielement diagram (b).

The painted triangle – dated granites of Kurunzulaysky massif, unpainted – Turginsky.

This study, conducted in collaboration with G.P. Zaraysky between 2002 and 2008, investigates numerous occurrences of granitoids of the massifs. Below we present new data to better constrain the geological position, mineralogical and petrographical-petrochemical and geochemical features of Kurunzulaysky (Shakhtaminsky complex) and Turginsky (Kukulbeysky complex) massifs. To determine the age and rock crystallization conditions, we performed U-Pb isotope (SIMS) measurements, Ti-in-zircon thermometry, the REE in zircon compositions, and the isotopic composition of hafnium (ICP-MS) in zircons.

Shakhtaminsky complex. The granitoids of Kurunzulaysky massif are typical representatives of rocks related to Shakhtaminsky complex. Large or medium-grained, massive gray rocks are large-porphyritic biotite granites. Phenocrysts are represented by oligoclase, the matrix is composed of feldspar-plagioclase aggregate, and dark-colored minerals (up to 10 vol. %) are represented by siderophyllite (Li siderophyllite) and Li-Fe muscovite. Accessory minerals include zircon, apatite, titanite, monazite (Th-monazite), and allanite. Ore minerals are rutile (often enriched with Nb, Ta and W) and ilmenite.

Petrogeochemically the biotite granites of Kurunzulaysky massif are sub-alkaline moderately potassium (wt %), SiO_2 – 72, (Na_2O + K_2O) – 8, ASI – 0.87, metaaluminum. The content of REE is low, light rare earth elements predominate heavy ones, and a clearly manifested europium minimum is observed (Fig. 1, a). The multielement diagrams (Fig. 1, b) show the predominance of large ionic elements over the high-charged ones with sharp minima (Ti, P).

Kukulbeysky complex. The studied granitoids of Turginsky massif are referred to as the Kukulbeysky complex (Kamenistaya Mountain, "Gidokansky outlet") and were are selected from the dyke body. Fine-grained, massive grayish-white rocks

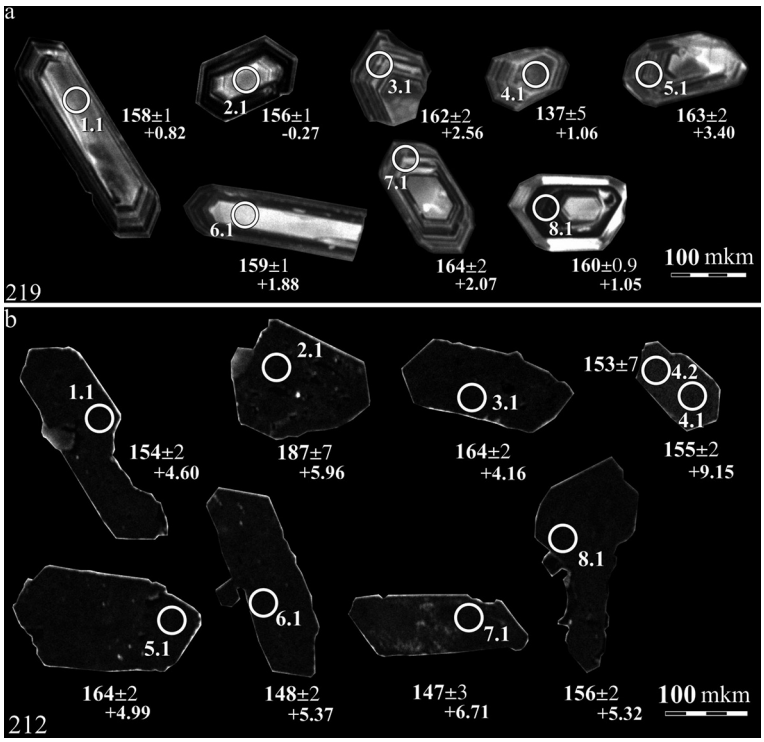


Fig. 2. Cathodoluminescence images of zircons with numbers of dated grains, analytical craters, age and data on the isotopic composition of hafnium.

a – zircons from biotite granites of the Kurunzulaysky massifs, Shakhtymsky complex, b – from amazonite granites of Turginsky massif of Kukulbeysky complex.

are amazonite granites. In thin section, granite microstructures and the development of albitization (lamellar and chess albite) are observed. Dark-colored minerals (1–5 vol. %) are represented by micas, including Li-Fe muscovite, zinnwaldite and Fe-polylithionite. Accessory minerals include zircon, xenotime, thorite, thorium phosphates. Ore minerals include columbite (Mn-and Fe-varieties), fergusonite, uraninite, galena.

Petrogeochemically the amazonite granites are alkaline high-potassium rocks (wt %) SiO_2 – 73, ($Na_2O + K_2O$) – 10, ASI – 1.01, low-titanium (0.01), low-magnesian (0.1). The REE content is low, with a flat europium minimum (Fig. 1, a). The multielement diagrams (Fig. 1, b) also show the predominance of large ionic elements over the high-charged ones, with sharp minima (Ti, P).

We also studied the zirconfor geochronological studies. The zircons of biotite granites from Kurunzulaysky massif (up to 200 mkm) are straw color, transparent, with a long-prismatic habit, Ku = 1:1, 1:2 with fine black nodules. In the cathodoluminescent, the magmatic oscillatory zoning is manifested with well-visible central zones (Fig. 2, a). The contents of U and Th in zircons vary very widely between 157–1422 and 69–1529 ppm, respectively.

The age of the zircons by $^{206}Pb/^{238}U$ is determined in eight points. The age range is 164–137 Ma. Weighted average age is 160.2 ± 2.1 Ma (MSWD = 2.52). Two points were (2.1 and 4.1) were removed, which we suspect were younger due to Pb-loss. The trace element concentrations are similar, indicating the zircons are likely from the same magmatic generation. The calculated Ti-in-zircon crystallization temperatures range from 800 to 670 °C. The positive values of the isotope composition of the hafnium of zircons of this sample indicate the mantle source ($\varepsilon_{Hf}(t)$ from +0.82 to +3.40), the model age of the protolith T_{DM2} is 1.10–0.87 Ga.

The zircons of amazonite granites of Turginsky massif (up to 200–300 mkm) are opaque and translucent dark yellow with a reddish tint, with a prismatic habit Ku = 1:2. In the cathodoluminescent are black (Fig. 2, b). The contents of U and Th in zircons are extremely high and vary widely – 6334–11919 and 686–18166 ppm, respectively.

The $^{206}Pb/^{238}U$ range of zircon ages for 9 individual grains ranges from 187 to 147 Ma. The calculated average age for a coherent group of 6 determinations is 152.7 ± 3.9 Ma (2σ, MSWD = 2.73). The trace element concentrations are similar, indicating that the zircons were crystallized from the same magma. The model Ti-in-zircon crystallization temperatures estimated by Ti content in zircon [Watson et al., 2006] range from 840 to 640 °C (at $a_{SiO_2} = 1$ and $a_{TiO_2} = 0.7$). The positive values of the isotopic composition of the hafnium of zircons of this sample indicate a mantle source ($\varepsilon_{Hf}(t)$ from +4.6 to +9.2), model age T_{DM2} 0.79–0.53 Ga.

Thus we determined that the studied granitoids were formed in the Late Jurassic time from a substrate, which was heterogeneous in age and composition. The biotite granites of Kurunzulaysky massif (Shakhtaminsky complex) formed ~160 Ma during melting of the crust-mantle ($\varepsilon_{Hf}(t)$ +0.82…+3.40) protolith with the age of 1.10–0.87 Ga, and amazonite granites of Turginsky massif (Kukulbeysky complex) formed ~152 million years ago, the protolith of the amazonite granites is younger (T_{DM2} 0.79–0.53 Ga) and has mantle origin ($\varepsilon_{Hf}(t)$ +4.6…+9.2).

The researches are conducted within RFBR project No. 17-05-00275.

REFERENCES

Abushkevich V.S., Syritso L.F. Isotope-geochemical model of the formation of Li-F granites of the Khangilaysky ore cluster in the Eastern Transbaikalia. St. Petersburg: Nauka, 2007. 148 pp. (In Russian)

Zaraysky G.P. Conditions of formation of rare metal deposits associated with granitoid magmatism // Smirnovsky Sbornik-2004. Moscow: Fund named after Ac. V.I. Smirnov, 2004. P.105-192. (In Russian)

Kozlov V.D. Features of rare element composition and genesis of granitoids of Shakhtaminsky and Kukulbeysky rare metal complexes of Aginskaya zone of Transbaikalia // Geology and Geophysics, 2011, v. 52, No. 5. P. 676-689. (In Russian)

Kostitsyn Yu.A., Zaraisky G.P., Aksyuk A.M., Chevychelov V.Yu. Geochemical and isotopic evidence of the genetic community of biotite and Li-F granites by the example of the Spokoininskoye, Orlovka, and Etyka (Eastern Transbaikalia) deposits / Isotope dating of geological processes, new methods and results. Abstracts of the First Russian Conference on Isotope Geochronology. Moscow. GEOS, 2000. P. 185-188. (In Russian)

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contrib Mineral Petrol. 2006. V. 151. P. 413-433.

ГЕОДИНАМИКА И ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ ГРАНИТОИДНЫХ БАТОЛИТОВ ВЬЕТНАМА

*Фан Лыу Ань***, Владимиров А.Г.***, Травин А.В.***

*Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия
**Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, vladimir@igm.nsc.ru
***Институт геологических наук, ВАНТ, Ханой, luuanh_phan@yahoo.com

Вьетнамский сектор Тихоокеанского «горячего» кольца представляет собой уникальный геологический полигон, где были реализованы контрастные геодинамические обстановки, начиная от рифтогенеза платформы Янцзы (Северный Вьетнам), коллизионного орогенеза (Северный и Центральный Вьетнам), до формирования молодой ювенильной коры островодужного генезиса (плато Далат, Южный Вьетнам). Особое значение в истории геологического развития Вьетнама имели пермь-триасовый рубеж (Эмейшаньский плюм) [Tran Trong Hoa et al., 2016] и кайнозойские траппы плато Далат [Ngyuen Van Quyen et al., 1986; Izokh et al., 1986].

В докладе рассматриваются основные возрастные рубежи, отражающие контрастные геодинамические обстановки в истории геологического развития Вьетнама. Для каждого возрастного рубежа характерны индикаторные габбро-гранитные интрузивные серии и гранитоидные батолиты.

Гранитоидные батолиты позволяют получить ключевую информацию при оценке продолжительности и интенсивности аккреционных, коллизионных и постколлизионных событий, в конечном итоге, – построить корректные геодинамические модели, на их основе – провести металлогеническое прогнозирование территории Вьетнама. Рост континентальной коры Вьетнама можно оценить, используя четыре критерия: 1) химический состав гранитов; 2) содержания RE и REE, 3) Sr/Nd-изотопные данные [Vladimirov et al., 2015], 4) мультисистемное и мультиминеральное U/Pb, Rb/Sr, Ar/Ar – изотопное датирование [Travin, 2016].

Характеристика эталонных батолитов Вьетнама и их рудоносности приводится на основе анализа тектонической позиции, состава и термохронологии гранитов [Ponomareva et al., 1997; Phan Luu Anh et al., 2010; Vladimirov et al., 2012a; Vladimirov et al., 2012b; Pavlova et al., 2015].

Ранний палеозой. Этому возрастному рубежу отвечает гранитоидный батолит Шонг-Чай (Северный Вьетнам). Этот батолит сложен кали-натриевыми и калиевыми гнейсогранитами S-типа ордовикского возраста, формирование которых произошло на абиссальном уровне глубинности, а затем этот батолит испытал двухкратную ремобилизацию в позднем мезозое [Ponomareva et al., 1997]. Комплексное U-Pb и Rb-Sr датирование дало возраст гранитоидов 465 ± 12 млн лет (Rb/Sr – вал, U/Pb – циркон). Минеральные изохроны, построенные по парам «вал – биотит», «вал – мусковит» указывают на перераспределение радиогенных изотопов Rb и Sr на рубеже 215–200 и 305–295 млн лет, с которыми связано постмагматическое преобразование гранитоидов. Изотопные данные $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.71428$, $\varepsilon Nd(t) = -(9.1–9.7)$ предполагают коровое происхождение гранитоидов. Особенности геологической позиции и термохронологический тренд позволяют предположить, что экспонирование гранитогнейсового батолита Шонг-Чай произошло в раннем мезозое в режиме постколлизионного тектонического растяжения (комплекс метаморфического ядра кордильерского типа). С этими гранитами, вероятнее всего, связано золотое кварцево-жильно-грейзеновое оруднение [Izokh et al., 1986].

Поздний палеозой. В Северном Вьетнаме этому возрастному рубежу отвечает габбро-гранитная интрузивная серия Нуйчуа-Пиабиок, которая является петрологическим индикатором Эмейшаньского суперплюма [Tran Trong Hoa et al., 2016]. Авторами детально изучен габбро-гранитный батолит Кхаокуэ-Тамтао, который был сформирован на рубеже перми-триаса (250.5 ± 3.2 млн лет, Ar-Ar изотопный возраст). По морфологии он представляет собой трещинную интрузию гипабиссальной фации глубинности. На первом этапе произошло внедрение пикробазальтового расплава, дифференциация которого привела к формированию расслоенной перидотит-габбровой серии, а в эндоконтактах – к конечным дифференциатам в виде кварцсодержащих монцодиоритов и гранофиров. На втором этапе произошел деформационный разрыв по оси перидотит-габбрового массива Кхаокуэ и внедрение гранодиоритового расплава Тамтао. Корреляция по составу магматических ассоциаций пермотриасового возраста в Северном Вьетнаме (габброидный плутон Нуйчуа, габбро-гранитный Кхаокуэ-Тамтао, гранитный Пиабиок) и в Юго-Восточном Китае (платобазальты) позволяет рассматривать их в составе единой крупной изверженной провинции, являющейся отражением Эмейшаньского плюма [Vladimirov et al., 2012b]. В Северном Вьетнаме, где на аккреционно-коллизионную обстановку был наложен Эмейшаньский суперплюм, гранитоидные комплексы имеют «пестрый» состав, а рудные месторождения представлены промышленным касситерит-сульфид-силикатным и Ag-Pb-Zn типами оруденения [Tran Trong Hoa et al., 2016].

Ранний мезозой. Для этого возрастного рубежа характерны оловоносные гранит-лейкогранитные массивы Северного и Южного Вьетнама гипабиссальной фации глубинности, с которыми связаны коренные и россыпные промышленно значимые месторождения касситерита (Тим Тук и др.). Эти гранит-лейкограниты имеют позднемеловой возраст (T = 85 ± 5 млн лет, Rb-Sr и Ar-Ar изотопные методы). Формирование редкометалльных гранит-лейкогранитных магм в Северном и Южном Вьетнаме привело к породным ассоциациям близкого петрографического облика, однако на изотопно-геохимическом уровне исследований установлено их резкое различие, отражающее геодинамические условия формирования и контрастный состав протолитов. Редкометалльные граниты комплекса Пиа Оак в Северном Вьетнаме сформировались за счет плавления «зрелой» континентальной коры, обогащенной литофильными элементами (докембрийские структурно-вещественные комплексы платформы Янцзы), в то время как образование редкометалльных гранитов комплекса Кана в Южном Вьетнаме было связано с глубокой дифференциацией расплавов «стандартного» геохимического типа, имевших «незрелый» коровый субстрат (аккреционно-островодужная кора плато Далат). Обращает на себя внимание, что присутствие «зрелой» континентальной коры в Северном Вьетнаме привело к формированию крупных оловоносных кварцево-жильно-грейзеновых месторождений, причем касситерит в коренных горных породах и россыпях должен рассматриваться как важный промышленный источник индия [Phan Luu Anh, 2010; Pavlova et al., 2015].

Заключение. Представленные примеры позволяют проследить все стадии зарождения, внедрения, кристаллизации и остывания гранитоидных магм и сопоставить полученные данные с основными возрастными рубежами роста и перестройки континентальной коры Вьетнама, на этой основе уточнить критерии прогнозирования Au, W, Sn, In рудных месторождений.

Благодарности и финансовая поддержка. Авторы благодарны директору Institute of Geological Sciences VAST Tran Tuan Anh, член-корреспонденту РАН Г.В. Полякову, профессору Чанг Чонг Хоа и профессору А.Э. Изоху за поддержку предпринятых исследований, а также докторам геолого-минералогических наук Н.Н. Круку, Г.Г. Павловой, С.З. Смирнову и кандидату геолого-минералогических наук М.Л. Куйбиде за участие в экспедиционных работах и совместных аналитических исследованиях.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 17-55-540001).

GEODINAMICS AND THERMOCHRONOLOGY OF VIETNAM GRANITOID BATHOLITHES

*Phan Luu Anh***, Vladimirov A.G.*,**, Travin A.V.***

*Novosibirsk National State University, Novosibirsk
**Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, vladimir@igm.nsc.ru
***Institute of Geological Sciences, VAST, Hanoi, luuanh_phan@yahoo.com

The Vietnam sector of Circum-Pacific represents an unique polygon characterized by contrast geodynamic settings which have been realized by rifting of Chang Jiang at Northern Vietnam, by collision settings at Northern and Central Vietnam and by formation of young juvenile Island arc at plato Dalat at South Vietnam. The Permian-Triassic Emeishan mantle plume [Tran Trong Hoa et al., 2016] and The Cainozoic flood magmatism at plato Dalat [Ngyuen Van Quyen et al., 1986; Izokh et al., 1986] are of particular importance in Vietnam geological record. Our Report is devoted to consideration of the main Age borders reflecting contrast geodynamic settings in the Geological History of Vietnam. Every Age border is characterized by tracer Gabbro-Granite intrusive series and Granitoid batholithes.

Granitoid batholothes allow us to obtain key information for estimation of duration and intensity of accretion, collision and post-collision events and after all to evaluate correct geodynamic models and to carry out metallogenic forecast for Vietnam territory. The Growth of the Continental crust of Vietnam can be estimated on the base of four criterions: 1) The Chemical composition of Granites; 2) Trace elements and REE content [Vladimirov et al., 2015]; 3) Sr-Nd isotope data; 4) multi-system and multi-mineral U/Pb, Rb/Sr, $^{40}Ar/^{39}Ar$ isotope dating [Travin, 2016].

Characterization of the features of Vietnam Granite Batholithes and their metallogenic opportunities are carrying out on the base of analysis of their tectonic setting, composition and thermochronology data [Ponomareva et al., 1997; Phan Luu Anh et al., 2010; Vladimirov et al., 2012a; Vladimirov et al., 2012b; Pavlova et al., 2015].

Early Paleozoic. The Song-Chai batholith (Northern Vietnam) corresponds to this time interval. Batholith is composed of S-type Ordovician K-Na-, K- gneiss granites formed at abyssal conditions. U/Pb on zircon and Rb/Sr on whole rock dating of granites yielded age of 465 ± 12 Ma. The Song-Chai batholith experienced twofold remobiliza-

tion at Late Mesozoic [Ponomareva et al., 1997]. Minerals pairs isochrones Rb/Sr regression on biotite-whole rock, muscovite-whole rock evidence to rejuvenation of isotope system during post-magmatic alteration of granites at 215–200 Ma and at 305–295 Ma. Isotope $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.71428$, εNd(t) = – (9.1–9.7) evidence to crustal origin. Peculiarities of geologic position and thermochronological data allow us to assume that exhumation of the granite gneiss Song-Chai batholiths took place in Early Mesozoic in mode of post-collision extension (Cordilleran type of Metamorphic Core Complex). These granites are characterized probably by Au-quartz-vein-greisen ore system [Izokh et al., 1986].

Late Paleozoic. The gabbro-granite intrusive series Nui Chua – Pia Bioc (Northern Vietnam) corresponds to this time interval. It is petrologic indicator of Emeishan mantle super-plume [Tran Trong Hoa et al., 2016]. We have studied in detail the Gabbro-Granite batholiths Khao Que-Tam Tao formed at Permian-Triassic boundary (250.5 ± 3.2 Ma, $^{40}Ar/^{39}Ar$ data). It represents fissure hypabyssal intrusion. At the beginning picrite basalt penetration took place. As a result of melt differentiation stratified peridotite-gabbro intrusion series with quartz monzodiorite and granophyr (as final results of differentiation) at endocontact have been formed. Further deformative rupture the axis of the peridotite-gabbro massif Khao Que and penetration of granodiorite melt Tam Tao took place. On the base of correlation of compositions of Permian-Triassic magmatic associations in the Northern Vietnam (Nui Chua gabbroid pluton, Khao Que-Tam Tao gabbro-granite pluton, Pia Bioc granite pluton) and in the South-Eastern China (flood basalts) we can consider them as united Large Igneous Province, which is a result of Emeishan mantle plume [Vladimirov et al., 2012b]. In the Northern Vietnam Emeishan mantle plume put over accretion-collision settings. That's why granite complexes characterized by heterogeneous compositions and ore deposits presented by large-scale cassiterite-sulfide-silicate and Ag-Pb-Zn ore systems [Tran Trong Hoa et al., 2016].

Early Mesozoic. This time interval characterized by tin rich hypabyssal granite-leucogranite massifs in Northern and Southern Vietnam and related to them primary and placer cassiterite workable deposits (Tim Tuk et al.). Granite-leucogranite massifs have have been formed in Late Cretaceous at T = 85 ± 5 Ma (Rb/Sr and $^{40}Ar/^{39}Ar$). Formation of rare metal granite-leucogranite magma in Northern and Southern Vietnam result in formation of rocks associations characterized by similar petrographic appearance but isotope geochemical data evidence to considerable difference in geodynamic settings and contrasting protholith compositions. The Pia Oak rare metal granite complex formed at the expense of melting of "mature" continental crust rich in LILE (Precambrian structural material complexes of Yangtze platform). At the same time the Kana rare metal granite complex formation in Southern Vietnam related to profound differentiation of melts of "standard" geochemical type at the expense of melting of "juvenile" crust (plato Dalat accretion island arc core). Should be noticed that presence of "mature" continental crust in Northern Vietnam lead to formation of large tin quartz-vein-greisen deposits. Cassiterite in primary and placer at that can be considered as important source of indium [Phan Luu Anh, 2010; Pavlova et al., 2015].

Conclusion. Examples considered allow us to trace all stages of generation, intrusion, crystallization an cooling of granite magma and to juxtapose data obtained with main Age intervals corresponding to growth and reorganization of Vietnam continental crust and to define more exactly forecasting criterions for Au, W, Sn, In ore deposits.

Acknowlegments and financial support. We are indebted to director of Institute of Geological Sciences VAST Tran Tuan Anh, corresponding member RAS G.V. Polyakov, professor Tran Trong Hoa and professor A.E. Isokh for encouragement of investigations. We are indebted to Doctors of Geology and Mineralogy N.N. Kruk, G.G. Pavlova, S.Z. Smirnov and to Candidate of geological and mineralogical sciences M.L. Kuibida, E.A. Kolosova for participation in field trips and joint analytical investigations.

The investigations was supported by project 17-55-540001 from the Russian Foundation for Basic Research.

REFERENCES

Ponomareva A.P., Vladimirov A.G., Phan Lyu An, Kruk N.N., Rudnev S.N., Ponomarchuk V.A., Bibikova E.V., Zhuravlev D.Z. (1997) The Song Chay High-Alumina granite massif in Northern Vietnam: substantiation of the Ordovician age, petrogenesis, and tectonic position // Russian Geology and Geophysics. Vol. 38. No. 11. P. 1821-1837.

Phan Luu Anh, Vladimirov A.G., Kruk N.N., Corresponding Member of the RAS Polyakov G.V., Ponomarchuk V.A., Tran Trong Hoa, Ngo Thi Phuong, Kuibida M.L., Annikova I.Yu., Pavlova G.G., Kiseleva V.Yu. (2010) Stanniferrous Granites of Vietnam: Rb-Sr and Ar-Ar Isotope Age, Composition, Sources, and Geodynamic Formation Conditions. Doklady Earth Sciences, Vol. 432, Part 2. P. 839-845.

Vladimirov A.G., Phan Luu Anh, Kruk N.N., Smirnov C.Z., Annikova I.Yu., Pavlova G.G., Kuibida M.L., Moroz E.N., Sokolova E.N., Astrelina E.I. (2012a) Petrology of the Tin Bearing Granite–Leucogranites of the Phiaoak Massif, Northern Vietnam. Petrology, Vol. 20, No. 6. P. 545-566.

Vladimirov A.G., Balykin P.A., Phan Luu Anh, Kruk N.N., Ngo Thi Phuong, Travin A.V., Tran Trong Hoa, Annikova I.Yu., Kuybida M.L., Borodina E.V., Karmysheva I.V., Buy An Nien. (2012b) The Khao Que-Tam Tao Gabbro-Granite Massif, Northern Vietnam: A Petrological Indicator of the Emeishan Plume. Russian Journal of Pacific Geology, Vol. 6, No. 5. P. 395-411.

Vladimirov A.G., Tsygankov A.A., Polyansky O.P., Khromykh S.V. (2015) Dynamics of formation of giant granitoid batholith in Central Asia as a reflection of the plume activity and shear-pull-apart dislocations of continental lithosphere (geological scenarios and mathematical modeling) // 8th Hutton – Symposium on the Origin of Granites and Related Rocks. Florianopolis, Brazil, September 20-25th, P. 29.

Izokh E.P., Tran Duc Luong, Nguen Van Qyen. (1986) Magmatizm in Vietnam and connected ussues // Proceedings first conference on geology of Indochina. Vietnam. Hochimine. V. 1. P. 157-171.

Ngyuen Van Quyen, Pham Thien, Nguyen Duc Thang, Izokh E.P., Ponomareva A.P., Vladimirov A.G. (1986) The schema of division and rhythm of magmatism of Dalat zone in South Vietnam // Abstracts of papers. First conference on geology of Indochina. 5-7 Dec. 1986. Ho Chi Minh City: General Department of Geology of Vietnam. P. 34-36.

Pavlova G.G., Palessky S.V., Borisenko A.S., Vladimirov A.G., Th. Seifert, Luu Anh Phan. (2015) Indium in cassiterite and ores of tin deposits. Ore Geology Reviews 66, P. 99-113.

Phan Luu Anh. (2010) Estimation of prospects and resources for indium recovery in tin-bearing deposits of Vietnam for the purpose of revelation new nanotechnology resources // Vietnam, Hanoi, 38 p.

Tran Trong Hoa, Polyakov G.V., Tran Trong Anh, Borisenko A.S., Izokh A.E., Balykin P.A., Ngo Thi Phuong, Pham Thi Dung. (2016) Intraplate Magmatism and Metallogeny of North Vietnam, Springer. P. 372.

Travin A.V. (2016) Thermochronology of early paleozoic collisional and subduction-collisional structures of Central Asia // Russian Geology and Geophysics 57. P. 413-429.

ON THE PETROCHEMISTRY OF GRANITES AND ASSOCIATED MINERALISATION AT MALLESHWARA- KODIHALLI AREA, WESTERN DHARWAR CRATON, SOUTHERN INDIA

Phani P.R.C., Srinivas M.***

*Research Scholar, **Professor, Department of Geology, Osmania University, Hyderabad-500 007, Telangana, India, *phaniprc@gmail.com

The Dharwar craton, which is divided as eastern and western cratons, comprises granite- greenstone country. Though many workers have studied the Dharwar craton granites in the past, the petrological aspects still remain controversial owing to their mineralogical and geochemical behaviour. The primary aim of this work is to present some of petrochemical aspects and mineralization of granites exposed in quarries of Malleswhwara and Kodihalli villages of Chikmaglur area of Karnataka state, India, which are spread approximately in an area of 15 × 5 km trending ENE-WSW (Fig. 1) [GSI, 2003]. The terrain is mostly a soil covered pediplain with few granitic hillocks possessing a northwesterly slope and the contact between granite and Peninsular Gneissic Complex is concealed under thick alluvium.

The area comprises three distinct lithological units viz., mesocratic granodioritic enclaves within grey granite, grey granite and vein rocks. Mineralogically, the mesocratic enclaves can be termed as quartz- sodic plagioclase- orthoclase- microcline- biotite- muscovite- chlorite- epidote-clinozoisite- sphene- magnetite- apatite bearing gneiss. The mesocratic relic enclaves are presumably products of granitization of the basic components of the Peninsular Gneiss. The grey granites are medium grained, feebly foliated and homophonous rock of granodioritic quartz- monzonite composition having sausage- shaped to irregular relic mesocratic enclaves of granodioritic composition. The surrounding granitic rock also has a similar mineralogical composition with presence of sodic plagioclase porphyroblasts and minor calcite in the groundmass. At places, in the biotite-rich relic phase, perthite is noticed. The grey granite is observed to have two generations of plagioclases, a highly altered earlier phase replaced around the margins by late sodic solutions whereas the later stage plagioclase is albitic in nature and fresh. The vein rocks in the granite of the area include thin but persistently long veins of aplite, leucogranite and pegmatite. The granite gneissic phase comprises quartz, sodic plagioclase, biotite, muscovite and chlorite with minor sphene and apatite. Plagioclase occurs as abundant component and observed to be sericitises and replaced along the margins by sodic solutions and contains inclusions of epidote, clinozoisite, biotite and rarely quartz. Quartz grains are anhedral and display banding structure. Biotite occurs as a prominently coloured mineral with greenish colour and contains inclusions of zircon exhibiting pleochroic haloes. The mineral assemblage in the grey granite include quartz, albite- olgoclase-, orthoclase, microcline with green coloured biotite as a predominant mafic mineral in association with epidote, clinozoisite, muscovite and chlorite and minor accessories like calcite, sphene, apatite and magnetite and/or ilmenite. The opaque proportion is less or completely absent. The plagioclase grains are observed to contain inclusions of apatite in the thin-sections, even though P_2O_5 concentration is below detection limit. K-feldspars appear to be replaced by albite at many places in the grey granite samples. The overall petrography of the granites of study area shows the absence of opaques like magnetite indicating the presence of Fe in ferrous form rather than ferric. The vein rocks including leucogranite, aplite, pegmatite are composed of quartz, albite, oligoclase, microcline and orthoclase. While green biotite is absent, minerals like epidote- clinozoisite and sphene are present in variable proportions. In biotite, occasionally zircon grains are seen as cores displayed as pleochroic haloes. The opaque minerls are exceptionally few or completely absent.

Geochemically, the three rock types of the study area show a similar compositional trend. The rocks are silica oversaturated (SiO_2: 72.44–75.9 wt %); Na_2O is higher than K_2O, low in Fe_2O_3 and no MnO content. The rock types show a progreesive deficiency in Fe_2O_3, MgO and CaO abundances. In the Q-A-P ternary diagram, the granites of the study area plot in the 'monzogranite' field, close to 'granodiorite' field (Fig. 2). In the binary diagram of K_2O versus Na_2O of Chappel and White [1983], the granites of the study area plot in the I-type granite field (Fig. 3). Based on Na_2O wt %, also, the granites of study aera fit to the I-type category. The mineral assemblage

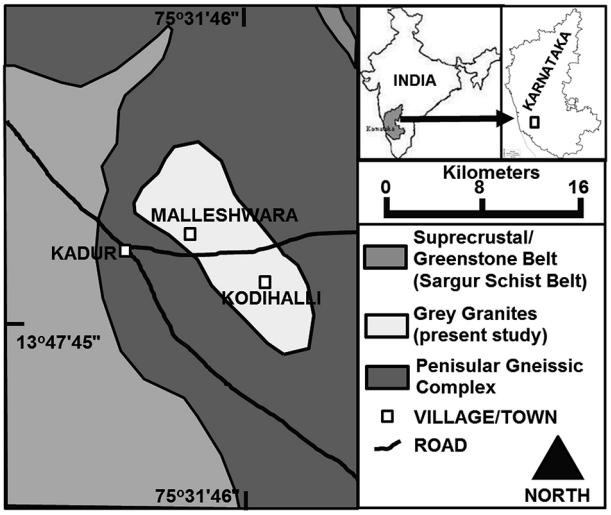


Fig. 1. Geological map showing location of the study area [Modified after GSI, 2003].

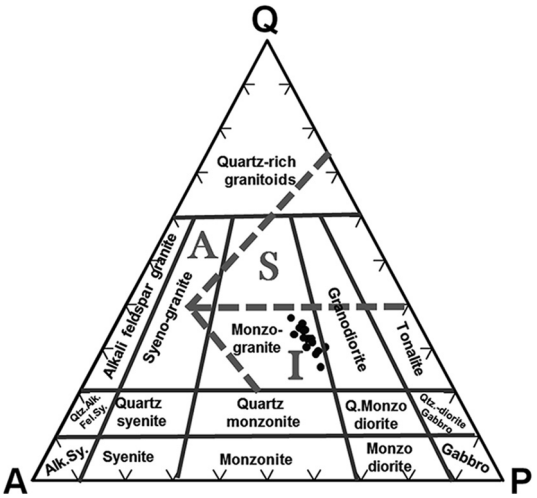


Fig. 2. Q-A-P diagram [Streckeinsen, 1979] showing grey granite samples of Malleshwara-Kodihalli area. Fields for A-, S- and I-type after Loiselle and Wones [1979].

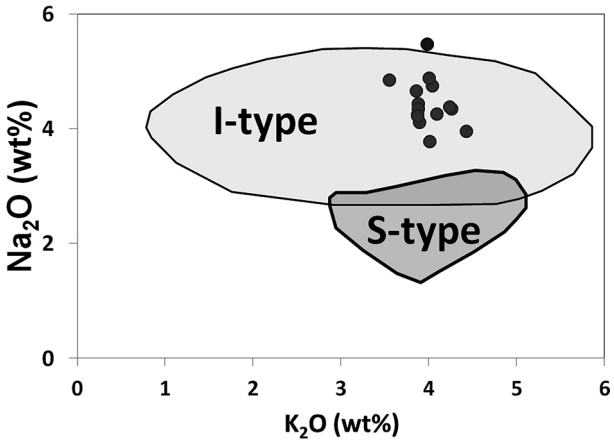


Fig. 3. Binary plot between K_2O and Na_2O showing I-type signature of Malleshwara-Kodihalli granites. Fields for S- and I-type after White and Chappell [1983].

including biotite and muscovite, absence of hornblende, inclusions of crustal material indicate their affinity to S-type granites. The molar Al_2O_3/ (Na_2O + K_2O + CaO) ratio indicates that the grey granite shows affinity towards S-type by possessing a value less than 1.1 [Chappel and Whilte, 1974]. However, the petrochemical and normative compositions reflect an affinity with I-type granites which are believed to be products of partial melting of a mantle source [White and Chappell, 1983]. This is also supported by the normative corundum less than 1 % in the granites of the study area. Thus there is a possibility that granites of the study area might be of S- type and hence a detailed investigation is warranted.

The thin veins of aplite and leucogranite forming a sharp contact and lack of wall-rock alteration represent a younger phase of intrusion which was emplaced along the weak structural planes at a slower injection rate, in the completely solidified granititc host rock. This reflects tectonic stability represented by foliated structures along the veins. The late stage felsic veins appear to be slightly enriched in sulphide bearing phases at the source. The general foliation trend is NW-SE (20°–30°). The granitic rocks are observed to be affected by two sets of shear planes trending in ENE- WSW and NS directions. The shear planes are characterised by chloritisation and slicken-sides on the surface. These are associated with narrow barren quartz veins and quartzo-feldspathic veinlets occasionally carrying sulphide mineral phases like pyrites and rarely chalcopyrite. The occasional sulphide mineralisation is found to occur as specks and stringers along the transverse fracture planes within mesocratic biotite-hornblende rich granodioritic to quartz dioritic enclaves, medium grained leucogranitic veins and pegmatitic veins trending NE-SW (50°) within the granitic rock. However, trace element geochemistry shows that no considerable enrichement of base metal sulphide is noticed but ubiquitous pyrite in association with minor chalcopyrite along the shear planes in the form of ladder veins is an interesting feature. In the granite quarries at Kodihalli, an incipiently developed maroon to brown coloured sulphide gossan is observed. Within the grey granites, sulphide specks occur as minor disseminations. The trace element content was determined for the mesocratic granodiorite, grey granite and vein rocks. It is observed that the granites of the study area are enriched in Co and Cr, at places rich in Zn, Sr, Ni and Ag while there is a pauscity in V, Ba and Ga. Though the vein rocks show visibly identifiable sulphide minerals, geochemically display neither dispersion away from the veins nor enrichment within the veins. However, it indicates sulphide enrichment during the late stage felsic injection phases.

REFERENCES

Chappell, B.J. and White, A.J.R., 1974. “Two Contrasting Granite Types". Pac. Geol., V. 8, P. 173-174.

GSI, 2003. Metallogenic Map of India, 1:2 000 000, Geological Survey of India.

Loiselle, M.C., Wones, D.I., 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. Geology Society America, Abstract with Programs 11, 468 p.

Streckeisen, A., 1979. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyre, carbonatites and melilitic rocks: recommendations and suggestions of IUGS sub-commission on the systematics of igneous rocks. Geology, V. 7, P. 331-335.

White, A.J.R., Chappell, B.J., 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachlan fold belt, southeast Australia. Geol. Soc. Amer. Memoir, V. 159, P. 21-34.

РОЛЬ МАНТИИ В ФОРМИРОВАНИИ КОРЫ И МАГМОГЕНЕРАЦИИ В НЕЙ ДЛЯ НАДСУБДУКЦИОННОГО ЭПИОКЕАНИЧЕСКОГО ОРОГЕНА (ПАЛЕОЗОЙ УРАЛА)

Ферштатер Г.Б.

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Цель настоящего сообщения состоит в том, чтобы на примере Уральского эпиокеанического надсубдукционного орогена рассмотреть место и роль корового магмообразования в ходе эволюции орогена, значение и механизм мантийно-корового взаимодействия, определяющего участие мантии и новообразованной коры в магматизме.

Коровое магмообразование в эпиокеаническом надсубдукционном орогене происходит как в реликтовой океанической, так и в новообразованной коре. В первом случае образуются небольшие тела практически бескалиевых плагиогранитов, во втором – крупные габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные (ГТГГ) и существенно гранитные массивы. Образование новой коры и магмогенерация в ней происходят в результате мантийно-корового взаимодействия: основной материал для формирования новой коры поставляет мантия, а сама магмогенерация осуществляется в коре, в областях длительного водного базитового магматизма, от начала и до конца сопровождающего коровое магмообразование. Высокое содержание воды в мантийной базитовой магме приводит к таким явлениям, как самопроизвольная мигматизация продуктов кристаллизации (автомигматизация), которая представляет собой первый этап сложного процесса генерации магм в земной коре. В этих областях формируются центры длительной (до 100 и более млн лет) эндогенной активности (ЦДЭА), продуктом деятельности которых являются ГТГГ и существенно гранитные массивы.

Для активного мантийно-корового взаимодействия по изложенной схеме необходимы следующие условия: 1) надсубдукционное положение подвижного пояса, обеспечивающее водой верхнюю мантию и область магмогенерации; 2) принадлежность подвижного пояса к типу «холодный ороген», когда верхняя мантия характеризуется повышенным содержанием воды, источником которой является субдуцируемый слэб. Основной продукт мантийного магматизма – водные низкотемпературные расплавы базитового состава, кристаллизующиеся в виде амфиболовых и биотит-амфиболовых габбро, главного протолита всех остальных магматических пород корового происхождения.

Магмообразование осуществляется через мигматиты по базитовому и производному от него более кремнекислому субстрату, прорванные базитовыми дайками, большей частью синплутоническими. Такие дайки – продукты водного мантийного базитового магматизма – синхронны с процессом мигматизации и частичного плавления и поэтому сами в той или иной мере мигматизированы. Они являются индикаторами высокой активности мантии – поставщика энергии и вещества в зону коровой магмогенерации. В рамках рассмотренной модели наличие базитовых синплутонических даек – обязательный признак областей корового магмообразования.

Мигматизация представляет собой длительный многоэтапный процесс. Каждый эпизод мигматизации и сопровождающего частичного плавления включает два главных этапа: 1 – самопроизвольное мигматизация продуктов водного базитового магматизма – роговообманковых габбро и диоритов, в результате частичного плавления которых образуются расплавы тоналитового, гранодиоритового и плагиогранитного состава; 2 – плавление продуктов кристаллизации названных гранитоидных расплавов, формирующее массивы адамеллитового и гранитного состава.

Анатексис происходит в области термальной стабильности биотита и частично роговой обманки. При отсутствии в составе протолита калиевого полевого шпата главным носителем калия в протолите является устойчивый в зоне магмообразования биотит, что приводит к появлению плагиогранитных кремнекислых мобилизатов. Малокалиевые гранитоиды – характерная порода ранних стадий формирования всех ГТГГ массивов. И лишь на последующих этапах мигматизации, когда протолитом становятся калишпатсодержащие тоналиты и гранодиориты, образуются нормальные гранитные расплавы. Результат – наличие двух трендов – положительного и отрицательного – в координатах SiO_2–K_2O. Ранние этапы мигматизации и корового магмообразования происходят при давлении 9–8 кбар, поздние – при 5–3 кбар.

Все продукты анатексиса характеризуются более низкой магнезиальностью роговой обманки по сравнению с сосуществующим биотитом, тогда как в сериях магматических пород, образованных фракционированием, соотношение составов этих минералов – обратное. В ходе фракционирования обычно растет фугитивность кислорода. Роговая обманка при этом частично окисляется и ее магнезиальность увеличивается за счет обособления части железа в магнетите (принцип феррофаций), а биотит, как более устойчивый к окислению

[Borodina, Fershtater, Votyakov, 1999], при этом сохраняет свой состав, оказываясь более железистым. Анатексис же, как отмечалось, происходит в области устойчивости и биотита и роговой обманки в безмагнетитовой феррофации, что и обеспечивает наблюдаемое соотношение магнезиальности данных минералов. Водным типом анатексиса обусловлено обычное присутствие в габбро и гранитоидах эпидота, ассоциирующего с плагиоклазом An_{10-40}.

Высокое содержание воды в исходном расплаве роговообманковых габбро приводит к быстрому возрастанию ее концентрации в остаточном расплаве в ходе кристаллизации. При начальном содержании воды в расплаве 3 весовых процента, что совпадает с минимальными оценками водонасыщенности современных надсубдукционных базитовых расплавов [Plank et al., 2013; и др.], на конечных стадиях кристаллизации оно возрастает до 8–10 % , если кристаллизация происходит при давлении не ниже 4–5 кбар. При этом температура солидуса понижается примерно на 100–150 °С, что вызывает повторное плавление уже твердых фаз систе-

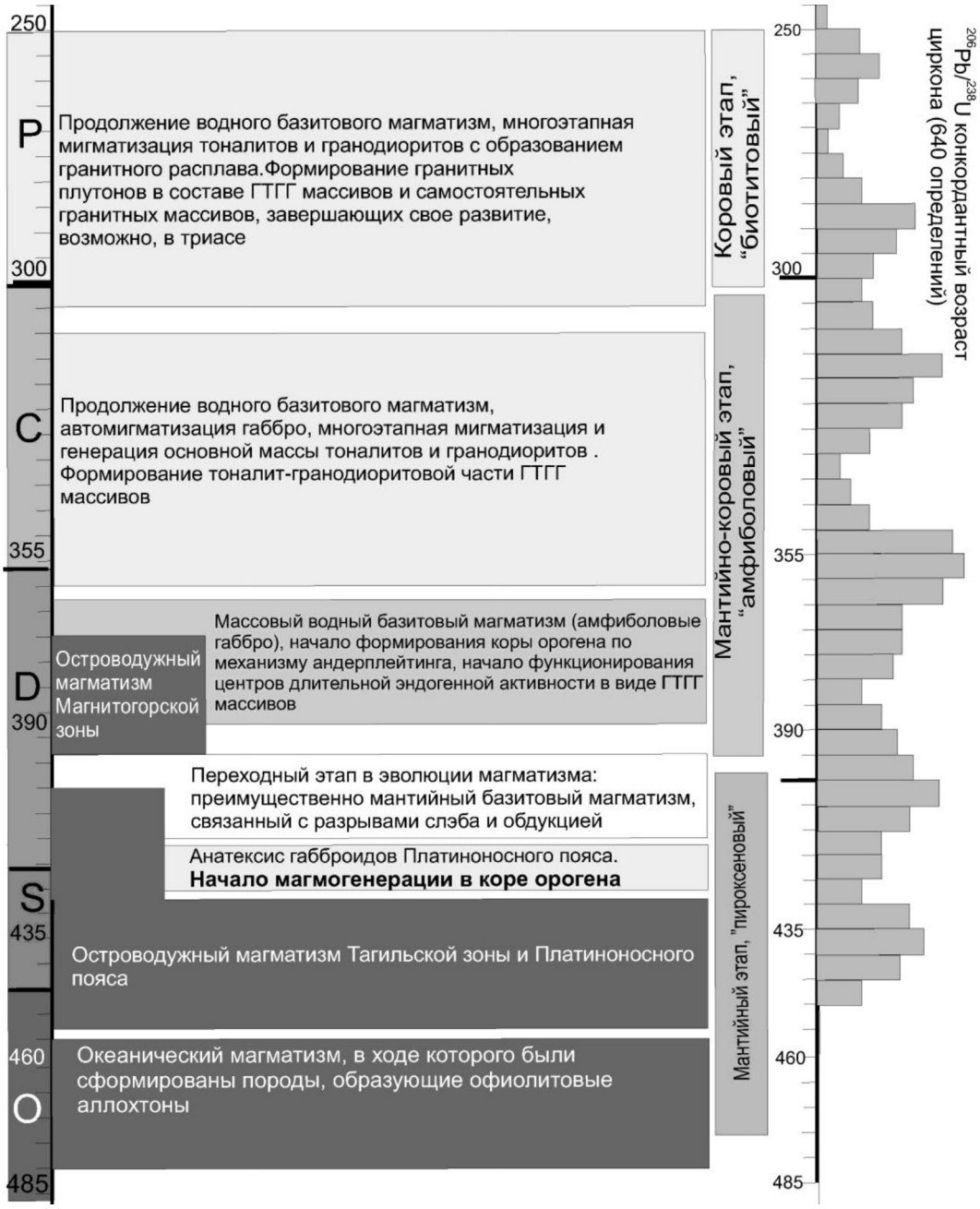


Рис. 1. Схема эволюции палеозойского интрузивного магматизма Урала.

мы (в первую очередь плагиоклаза) с образованием гранитоидных мобилизатов (автомигматизация). Таким образом, главный источник энергии для частичного плавления габбро заключен в самом исходном расплаве, что и позволяет определить процесс как самопроизвольный.

Оценки давления по роговообманково-плагиоклазовому барометру и независимые данные по составу котектик гранитных мобилизатов, свидетельствуют о том, что перепад давления от области магмогенерации до магматической камеры, занятой сейчас массивом, где происходит окончательное затвердевание магмы, составляет не менее 7–5 кбар (15–20 км). Происходящие на этом пути трансформации выражаются в том, что породы приобретают мигматитовый облик и подвергаются деформации. Направление таких автономных синкинематических гнейсовидных структур обычно не совпадает с направлением гнейсовидности во вмещающих породах и с региональным планом. Что же касается гранитоидных мобилизатов, то они обособляются обычно в виде линзовидных, прожилковых или неправильной формы участков в базитовой матрице. Продолжающееся поступление водной базитовой магмы из глубинных магматических очагов приводит к образованию сложных взаимоотношений между породами, когда дайки роговообманковых габброидов рассекают такие же по составу габбро, в том числе «мигматизированные» и гнейсовидные, а также и гранитоиды разных магматических импульсов.

Серии пород, образованных по изложенному механизму, обладают примерно одинаковыми изотопными параметрами. Они характеризуются постоянствaом $^{87}Sr/^{86}Sr_{(t)}$ в широком интервале значений SiO_2 от габбро до гранита. По-видимому, этот признак может быть использован как доказательство ведущей роли мигматизации и частичного плавления базитов в происхождении гранитоидов. В результате фракционирования базитовой магмы образуются гранитоиды с заметно большим содержанием радиогенного стронция, чем родоначальные габбро.

Последовательность основных магматических событий, определяющих закономерности и тренд эволюции палеозойского Уральского складчатого пояса, показана на рисунке. В различных зонах Урала была своя специфика магматизма [Ферштатер, 2013], но на рис. 1 отражен главный тренд, те события, которые определяли эволюцию орогена как единого целого, единой геотектонической структуры. Смена во времени мантийного маловодного магматизма водным, а последнего мантийно-коровым и коровым представляет собой тренд самопроизвольной эволюции, тогда как его нарушения обусловлены обычно вмешательством дополнительных внешних факторов, таких, например, как плюм.

ЛИТЕРАТУРА

Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: Изд. УрО РАН. 2013. 365 с.

Borodina N.S., Fershtater G.B., Votyakov S.L. Iron cations in coexisting biotite and hornblende from granitic and metamorphic rocks: implication for oxygen fugacity conditions and geobarometry // The Canadian Mineralogist, 1999. V. 37, N 6. P. 1423-1429.

Plank T., Kelley K.A., Zimmer M.M., Hauri E.H., Wallace. P.J. Why do mafic arc magmas contain ~4 wt % water in average? // Earth Planet Sci Let. 2013. V. 364. P. 168-179.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ РАССЕЯННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВЫСТУПОВ ЛЕЙКОКРАТОВЫХ ИНТУЗИЙ – ИНДИКАТОРЫ РУДОНОСНОСТИ КИСЛЫХ МАГМ И РОЛИ ГЛУБИННЫХ ПРОЦЕССОВ В ИХ ФОРМИРОВАНИИ (ДУКАТСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ, СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

Филимонова Л.Г.

Институт геологии рудных месторождений РАН, Москва, Россия, flg@igem.ru

Дукатское рудное поле площадью около 25 км^2, вмещающее одноименное уникальное AuAg месторождение с запасами Ag и Au соответственно 17 тыс. т и 40 т находится во внешней зоны Охотско-Чукотского краевого вулканического пояса на Северо-Востоке России. Его позиция контролируется системами субмеридиональных разломов Балыгычан-Сугойского прогиба (БСП), поперечными по отношению к складчатой структуре мезозоид верхоянского комплекса Яно-Колымской складчатой системы (ЯКСС), составляющих основание меловой вулканогенно-осадочной толщи.

Современная поверхность ДРП, эродированная на 1000–1500 м, сложена меловой угленосной вулканогенно-осадочной толщей БСП, прорванной выступами интрузий лейкогранитов-невадитов, диоритов, габброидов, а также многофазовыми интрузиями, вскрытыми скважинами на глубинах 960–1320 м. Позиции пальцеобразных выступов интрузий лейкогранитов-невадитов, определены узлами пересечения диагональных и субмеридиональных глубинных нарушений. Развитие грибообразных форм и сопряженных пластовых, коленообразных тел афировых и флюидальных риолитов определяется слоистым строением вмещающей вулканогенно-осадочной толщи и направлениями ослабленных зон повышенной трещиноватости.

Результаты многолетних исследований геологического строения БСП показали принадлежность пород вулканических толщ и интрузий двум вулкано-плутоническим комплексам [Константинов и др., 2002; Кузнецов, Ливач, 2005]. Породы выступа интрузии лейкогранитов-невадитов повышенной калиевой щелочности, сопряженные пластовые тела флюидальных, афировых калиевых риолитов, толщи игнимбритов, калиевых риолитов аскольдинской свиты преобладают на современной поверхности и составляют омсукчанский вулкано-плутонический комплекс. Они формировались в условиях субмеридиональных дивергентных плитовых границ при развития раннемеловой угленосной молассы. Породы выступов позднемеловых K-Na лейкогранитов-невадитов, сопряженные тела флюидальных риодацитов, толщи андезитов, риодацитов каховской и шороховской свит составляют кэнский вулкано-плутонический комплекс, развивавшийся в условиях конвергентных плитовых границ в связи со становлением краевого вулканического. Они обрамляют купольную структуру рудного поля, возникшую в периоды активизации субмеридиональных нарушений БСП.

Продуктивные руды месторождения Дукат из более 80 сближенных кварц-хлорит-сульфидных и продуктивных на Ag кварц-адуляр-хлоритовых и кварц-родонитовых зон и жил, дорудных и внутрирудных эксплозивных углеродизированных брекчий компактно располагаются в области наиболее крупного межпластового тела калиевых риолитов мощностью около 450 м и распространяются от приповерхностных уровней (1200 м) на глубину до уровня 600 м. Ранние продуктивные кварц-хлорит-адуляровые тела содержат <5 % сульфидов, а концентрации галенита и сфалерита поздних, обогащенных минералами Mn и Ca рудных тел, достигают 30%. Богатые бонанцевые участки оруденения с содержаниями Ag и Au 630 и 1.3 г/т соответственно, включают кварц, адуляр, серицит, сульфиды и минералами скарноидов [Константинов и др., 1998].

Многочисленные данные радиологических возрастов магматических пород ДРП, минералов продуктивных рудных тел, наряду с изотопно-геохимическими данными показали их принадлежность единой длительно развивающейся магматогенно-гидротермальной системе. Не смотря на то, что механизмы связи продуктов магматической и гидротермальной деятельности не ясны, многие исследователи придают значение магмам повышенной калиевой щелочности в развитии рудообразующих процессов.

Исследования минерального состава интрузивных пород ДРП показали, что они содержат рассеянную минерализацию (РМ), образованную с участием вещества флюидов, сопровождавших становление круто падающих тел лейкогранитов-невадитов и пластовых тел флюидальных риолитов.

Размещение взаимных срастаний меланократовых алюмосиликатов, полевых шпатов, зерен циркона, фосфатов, сульфидов, сульфатов вкрапленной РМ (ВРМ) среди основной массы крупнопорфировых лейкоганитов-невадитов показывает, что частично кристаллизованная кислая магма служила коллектором для продвижения к поверхности диспергированных капельных форм флюидных расплавов. Отложение гидротермальных минералов прожилково-вкрапленной РМ (ПВРМ) в сети трещин внешних зон выступов интрузий и сопряженных пластовых тел риолитов после кристаллизации на стенках прозрачного призматиче-

ского кварца показывает, что движение гидротермальных растворов происходило в условиях развития хрупких деформаций вслед за опережающей волной кислотных газов [Коржинский, 1969].

Высокосульфидные типы РМ сопровождают становление выступов интрузий лейкогранитов-невадитов повышенной калиевой щелочности и сопряженных пластовых тел калиевых риолитов. Они представлены эгирин-баритовой ВРМ и кварц-ярозит-серицитовой, кварц-пирит-серицитовой и кварц-адуляр-хлоритовой ПВРМ. Низкосульфидные типы РМ сопровождают становление выступов интрузий K-Na-лейкогранитов-невадитов, сопряженных пластовых тел флюидальных риодацитов. Они представлены пироксен-пиритовой типом ВРМ и кварц-клиноцоизит-кальцитовым, кварц-эпидот-хлоритовым типами ПВРМ.

Последовательность отложения минералов РМ отражают изменение агрегатного состояния флюидов на поздне- и послемагматической стадии становления интрузий и возможность отделения от высокотемпературных потоков неоднородных флюидов вторичных потоков с иными физико-химическими характеристиками. Развитие смешанно-слоистых минералов, эпидота, алланита, редких карбонатов, оксидов Fe, Ti, Mn, углеродистого вещества, графита по магматическим минералам ВРМ показывает, что охлаждение интрузий сопровождалось процессами взаимодействия остаточных порций флюидов с магматическими минералами в замкнутых пространствах, различными направлениями окислительно-восстановительных реакций в зависимости от концентраций восстановителя, состава магматических минералов и остаточных флюидов. Возникновение в псевдоморфозах высокосульфидной ВРМ слюд ряда фенгит-мусковит, битумов, графита, малоразмерных частиц самородного Ag, Zn, Pb, Bi, Sn, Cu, Cd, более редких срастаний сульфидов, железистого хлорита и адуляра показывает, что охлаждение потоков магматогенных флюидов дивергентных плитовых границ сопровождалось отделением позднемагматических восстановленных и сероводородных флюидов. Возникновение среди поздних минералов низкосульфидной ВРМ пирита, других сульфидов, железистого хлорита, эпидота, гематита при ограниченном распространении самородных форм металлов, углеродистого вещества показывает, что охлаждение магматогенных флюидов конвергентных плитовых границ сопровождалось смещением направления окислительно-восстановительных реакций в область стабильности магнетита-гематита, пирита, Fe-хлорита и отделением сероводородных флюидов.

Перечни рудных минералов, отложенных в потоках вторичных флюидов, отражают изменения характера рудоносности флюидов в позднемагматическую и послемагматическую стадии становления интрузий. Обилие наночастиц самородного серебра, восстановленного углерода и других металлов в псевдоморфозах высокосульфидной ВРМ (рис. 1а) показывают, что позднемагматические восстановленные флюиды дивергентных плитовых границ могли служить важным источником самородного серебра, других металлов для потоков рудообразующих растворов ранних кварц-адуляр-хлоритовых рудных тел. Нахождение срастаний наноразмерных частиц самородного серебра, акантита с пирофиллитом, мелантеритом-ярозитом среди жидких продуктов фазовой сепарации гидротермальных флюидов высокосульфидной системы показывает реальную возможность отделения послемагматических кислотных сереброносных жидкостей от интрузий повышенной калиевой щелочности и их участия в рудообразующих растворах. Нахождение срастаний сульфидов цветных металлов, полевых шпатов, эпидота в продуктах позднемагматических жидкостей низкосульфидной РМ указывает на возможность отделения сероводородных флюидов от интрузий K-Na лейкогранитов и их участия в составе рудообазующих растворов ранних, непродуктивных на серебро рудных тел. При этом нахождение обильных Pb-содержащих оксидов Mn, наночастиц самородного Ag в жидких продуктах фазовой сепарации гидокарбонатных гидротемальных флюидов низкосульфидной системы (рис. 1б) предполагает их важную роль в концентрации полезных компонентов поздних кварц-родонитовых рудных тел.

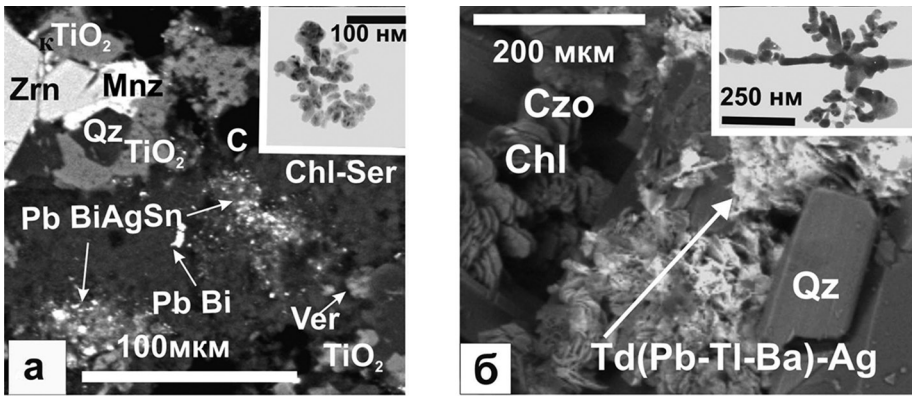


Рис. 1. Внутреннее строение позднемагматической псевдоморфозы эгирин-баритовой ВРМ (а), минерального агрегата кварц-клиноцоизит-кальцитовой ПВРМ (б) и изображения наночастиц самородного серебра (врезки).

TiO_2 – рутил, Zrn – циркон. Ver – вернадит, **C – графит. Mnz – мо**нацит, Chl – хлорит, Ser – слюды, Td – **тодорокит, Czo – клиноцои**зит, Qz – кварц.

Данные о химическом, изотопном (Pb, Sr, Nd) составе рудных и нерудных минералов РМ, показали их принадлежность единой магматоегнно-гидротермальной рудообразующей системе. Наличие в лейкогранитах-невадитах ксенолитов эклогитов толщ высокобарических глаукофановых сланцев Тихоокеанских окраин, распространение среди минералов РМ меланократовых железисто-магнезиальных алюмосиликатов, пентландита, фуксита, а также низкие (0.704–0.705) значения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$, околонулевые – $\varepsilon_{Nd}{}^{T}$ (от +0.9 до –1.1) породообразующих минералов интрузий и РМ показывают большую роль вещества неоднородной ювенильной континентальной коры, близкой составу фргментов, образованных в Центральной Азии в эпохи позднебайкальского и каледонского складкообразования [Ярмолюк, Кузьмин и др., 2012]. Узкий интервал значений $^{207}Pb/^{204}Pb$ полевых шпатов, галенитов, платтнерита и самородного свинца (15.540–15.625) при изменении $^{206}Pb/^{204}Pb$ от 17.49 до 18.45 показал, что отделение свинцов от U-Th системы коры и образование неоднородностей в глубинном базитовом субстрате могло происходить в палеозойские периоды эндогенной активности.

Таким образом, результаты исследований лейкократовых интрузий Дукатского рудного поля, минеральных парагенезисов их РМ показали участие в их составе вещества неоднородной ювенильной континентальной коры, роль процессов становления их выступов в развитии рудообразующей системы, а также участие вещества флюидов, сопровождавших становление интрузий двух вулкано-плутонических комплексов, в формировании состава рудообразующих растворов.

Исследования РМ малых интрузий площадей вулканических поясов, перспективных на обнаружение скрытой гидротермальной минерализации, позволяет сократить размеры последних и прогнозировать формационные типы продуктивной минерализации.

ЛИТЕРАТУРА

Константинов М.М., Наталенко В.Е., Калинин А.И. и др. Золото-серебряное месторождение Дукат. М.: Недра, 1998.

Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969.

Сидоров А.А., Константинов М.М., Найбородин В.А. и др. Серебро. М.: Наука, 1989.

Филимонова Л.Г., Трубкин Н.В., Чугаев А.В. Рассеянная минерализация гранитоидов Дукатского рудного поля: источники и соотношения с эпитермальными золото-серебряными и серебро-полиметаллическими рудами (Северо-Восток, Россия) // Геология рудных месторождений. 2012. Т. № 2. С. 119-144.

Филимонова Л.Г., Трубкин Н.В., Чугаев А.В. Минеральные типы зон гидротермальных изменений Дукатского рудного поля и их соотношения с лейкогранитами и эпитермальными золото-серебряными рудами (Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 454. № 3. С. 195-219.

Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометальный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 5. С. 375-399.

ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА И ИХ ИСХОДНАЯ ПРИРОДА

Хайртдинова Л.Р., Мирзошоев Б.Р.

Казанский федеральный университет, Казань, Россия, liliya10-06@yandex.ru

Кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы сложен метаморфизованными породами различного состава и генезиса. Наиболее крупной структурной единицей на востоке платформы является Татарский свод, который представляет собой крупный мегаблок литосферы, ограниченный подвижными зонами [Богданова,1986; Волго-Уральская…, 1992].

Метаморфические комплексы кристаллического фундамента Татарского свода сформированы в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма с наложением на них диафторических изменений амфиболитовой фации. Ассоциации пород связаны с определенными тектоническими элементами фундамента и объединены в структурно вещественные комплексы, наиболее крупными из которых являются региональ-но распространенные отрадненская и большечеремшанская серии. Отрадненская серия сложена породами мафитового состава (преимущественно метабазиты), а большечеремшанская – породами высокоглиноземистого состава, которые большинство исследователей отождествляют с метапелитами [Волго-Уральская…, 1992; Геология, 2003; Ситдиков и др., 1980]. Гранулитовые комплексы пород в различной степени мигматизированы и гранитизированы. Участки неизмененных или слабо измененных гранулитовых пород представляют собой фрагменты гранито-гнейсовых ядер, которые сложены метаморфогенными комплексами пород гранитоидного состава (гранито-гнейсами, гнейсами, мигматитами и гранулито-гнейсами). В их обрамлении выделяются также гранулит-зеленокаменная области, складчатые зоны, амфиболито-гнейсовые зоны, мигматитовые поля и гранитоидные массивы [Геология, 2003]. Породы гранулитового субстрата имеют архейский возраст. Они образовались примерно 3109 ± 97 (отрадненская серия) и 3017 ± 62 (большечеремшанская серия) млн лет назад [Ситдиков и др., 1980]. В связи с этим большое значение имеют вопросы реконструкции их первичной природы.

Татарский мегаблок зоной Камско-Бельских разломов разделен на Северо- и Южно-Татарский своды, которые различаются режимом развития и нефтеносностью осадочного чехла. К купольной части Южно-Татарского свода приурочено уникальное по запасам Ромашкинское месторождение.

Объектом нашего исследования являются гранитоидные образования Южно-Татарского свода. Южно-Татарский свод вскрыт сверхглубокой скважиной 20009 Ново-Елховской, которая была заложена в пределах вытянутого в субмеридиональном направлении Ново-Елховского блока [Кристаллический…, 1996]. В разрезе сверхглубокой скважины выделяются пять пачек, резко различающихся по вещественному составу. Кристаллический фундамент в районе заложения скважины сложен чередующимися комплексами метаморфических пород преимущественно глиноземисто-высокоглиноземистого (большечеремшанская серия) и мафитового (отрадненская серия) составов. Подчиненное положение занимают железисто-силикатные образования эулизитового типа (сулеевский комплекс), ультрабазиты (шпинелевые, перидотитовые) и более молодые субвулканические базиты дайкового комплекса.

По результатам петрографического изучения вскрытая скважиной гранулито-гнейсовая толща на всей протяженности разреза неравномерно гранитизирована с образованием линзовидных прослоев мигматитов гранитового и плагиогранитового состава. При этом верхняя часть фундамента от поверхности и до глубины 1927 м сложена крупнозернистыми красновато-розовыми метасоматическими гранитоидами кварц-полевошпатового состава. Ниже глубины 1927 м вскрытая толща мигматизирована и милонитизирована. Лейкосомные участки пород выглядят обычно как крупнозернистые микроклиновые или среднезернистые биотитовые граниты с окраской от белого до розового цвета. При этом наблюдается нарастание интенсивности мигматизации с глубиной и в интервалах, сложенных высокоглиноземистыми породами. Среди них встречаются темноокрашенные реститы и белые лейкосомные участки мигматитов гранитоидного облика. Реститовая часть мигматитов представлена мезократовыми мелкозернистыми биотитовыми гнейсами. Лейкосомная часть мигматитов сложена полевошпат-кварцевым минеральным агрегатом. Мигматиты залегают среди мелкозернистых биотитовых гнейсов гранитоидного облика в виде небольших жил и прожилков или теневых образований. Лейкосомные участки выглядят обычно как крупнозернистые микроклиновые или среднезернистые биотитовые граниты с окраской от белого до розового цвета. Их микроструктура аллотриоморфнозернистая, катакластическая, участками милонитовая, текстура массивная, участками цементная. лейкосома сложена микроклином (или пертитом) – 25–70 %, плагиоклазом 30–40 % (олигоклаз № 25), кварцем от 3 % до 20–

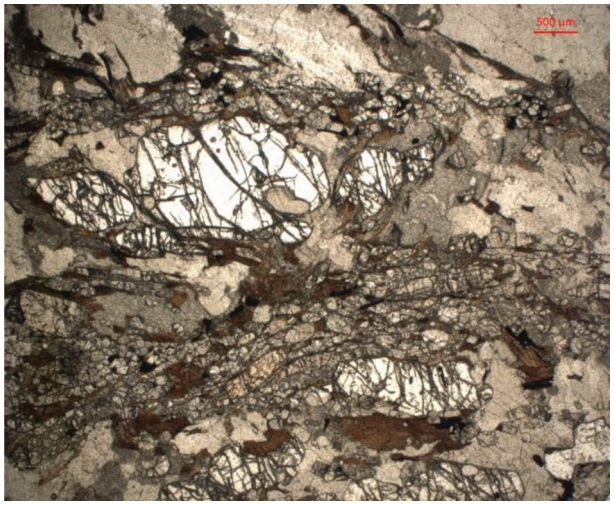


Рис. 1. Высокоглиноземистый плагиогнейс (инт. 5287–5290 м). Николи параллельны.

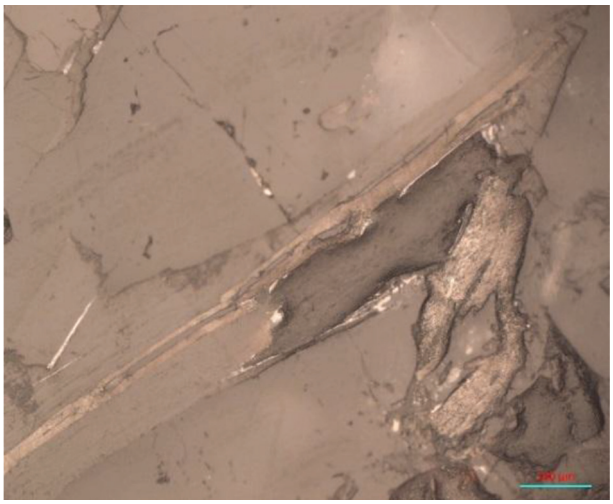


Рис. 2. Графит в высокоглиноземистом гнейсе (инт. 5287–5290 м). Николи скрещены.

25 % (зерна и мирмекитовые вростки). выделяются две его генерации – первая в виде грануловидных агрегатов и вторая (более поздняя) в виде мелких новообразований, цементирующих участки дробления. Преимущественно кварц-полевошпатовый материал лейкосом обуславливает повышенную хрупкость пород. Признаки динамометаморфического воздействия в виде структур течения в кварце (рис. 1), дробления зерен полевых шпатов и смятий биотита фиксируются по всему разрезу скважины, но наиболее интенсивно проявлены в высокоглиноземистых гнейсах и плагиогнейсах, что указывает на их большую относительно мафитов пластичность.

При петрографическом изучении горных пород и их рудных минералов в аншлифах методом оптической микроскопии наблюдалось высокое содержание графита (рис. 2) в породах высокоглиноземистого состава большечеремшанской серии, где он образует вытянутые изогнутые чешуйки по полосчатости пород. Древнейшие метаморфические породы большечеремшанской и отрадненской серии могут содержать сведения о признаках жизни в ранней истории Земли. Одним из индикаторов признаки жизни является углерод в виде графита.

Графит состоит из чистого углерода. В природе он образуется двумя способами. Графит может иметь биогенное происхождение и образоваться из органики под действием высоких температур в процессе метаморфизма. Кроме этого графит может образоваться абиогенным (мантийным) способом, когда углерод, поднимаясь из мантии в форме различных газов (CO_2, CH_4, C_2H_6 и др.), кристаллизуется в виде графита. Установить происхождение графита можно по изотопному составу углерода. Углерод имеет два стабильных изотопа – ^{12}C и ^{13}C. Содержание этих изотопов в природном углероде равно соответственно 98.93 % и 1.07 %. Изотопы углерода значительно различаются по своим физическим свойствам. Поэтому во многих природных процессах происходит их разделение (фракционирование). Если графит состоит легких изотопов углерода, то можно достоверно предполагать, что он имеет биогенное происхождение, а если состоит из тяжелых изотопов углерода, то абиогенное (мантийное). Исследования [Хусаинов, 2013], проведенные по графитовым включениям в гранатах, показали, что гранаты в породах большечеремшанской и отрадненской серий характеризуются разными значениями $\delta^{13}C$. Значения $\delta^{13}C$ для гранатов из большечеремшанской серии варьируют в диапазоне от (–3.204 ‰) до (–9.309 ‰), а в гранатах отрадненской серии – от (–23.95 ‰) до (–25.64 ‰). Преобладание тяжелого изотопа свидетельствует о магматогенном происхождении пород отрадненской серии, а легкого – о биогенной природе углерода в породах большечеремшанской серии.

Таким образом, по совокупности признаков (наличие графита, согласные с полосчатостью пород формы его выделения, преобладание легкого изотопа углерода) можно сделать вывод о первично-осадочном происхождении высокоглиноземистых пород. Их формирование происходило в архейское время за счет разрушения пород базит-ультрабазитового фундамента (отрадненская серия) и заполнения понижений на его поверхности. Наблюдаемое сейчас переслаивание мафитов и высокоглиноземистых пород в разрезе скважины 20009 Ново-Елховской обусловлено сложными дислокациями и смятием исходных породных комплексов в последующие геологические эпохи.

ЛИТЕРАТУРА

Богданова С.В. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии. М.: Наука, 1986. 244 с.

Волго-Уральская нефтегазоносная провинция / Лапинская Т.А., Попова Л.П., Постников А.В., Яковлев Д.О. // Доплатформенные комплексы нефтегазоносных территорий СССР. Ч. 1. М.: Недра, 1992. 145 с.

Геология Татарстана: Стратиграфия и тектоника / Гл. редактор Б.В. Буров. М.: ГЕОС. 2003. 402 с.

Ситдиков Б.С., Низамутдинов А.Г., Полянин В.А. Петрология и геохимия пород кристаллического фундамента востока Русской платформы. Казань: Изд-во Казанск. ун-та. 1980. 167 с.

Кристаллический фундамент Татарстана и проблемы его нефтегазоносности. Под редакцей Р.Х. Муслимова, Т.А. Лапинской. Казань: Изд-во «Дента», 1996. 487 с.

Хусаинов Р.Р. Типоморфизм и генезис гранатов метаморфических пород кристаллического фундамента Татарского свода по результатам изотопного анализа углерода ($\delta^{13}C$) / Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Мат-лы 22-й молодеж. науч. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2013. С. 198-200.

THE GRANITE-GNEISS COMPLEXES OF THE CRYSTALLINE BASEMENT OF THE SOUTH TATAR ARCH AND THEIR ORIGINAL NATURE

Khayrtdinova L.R., Mirzoshoev B.R.

Kazan Federal University, Kazan, Russia, liliya10-06@yandex.ru

The crystalline basement of the East European Platform is composed of metamorphosed rocks of different composition and genesis. The largest structural unit in the east of the platform is the Tatar arch, which is a large mega-block of the lithosphere, limited by mobile zones [Bogdanova, 1986; The Volga-Ural…, 1996].

Metamorphic complexes of the crystalline basement of the Tatar arch are formed in the conditions of the granulite facies of regional metamorphism with superposition of diaphthoric changes in the amphibolite facies on them. The rock associations are associated with certain tectonic elements of the basement and are united in structurally material complexes, the largest of which are the regional common Otradnensky and the Bolshekheremshansky series. Otradnensky series is composed of mafic rocks composition (mainly metabasites), and Bolshekheremshansky – rocks of high-alumina composition, which most researchers identify with metapelites [The Volga-Ural…, 1996; Geology…, 2003; Sitdikov et al., 1980]. Granulite rock complexes are migmatized and granitized in varying degrees. Sites of unchanged or slightly altered granulite rocks are fragments of granite-gneissic nuclei, which are composed of metamorphogenic complexes of granitoid rocks (granite-gneisses, gneisses, migmatites and granulite-gneisses). In their frame are also granulite-greenstone areas, folded zones, amphibolite-gneiss zones, migmatite fields and granitoid massifs [Geology…, 2003]. The rocks of the granulite substrate are of Archaean age. They formed approximately 3109 ± 97 (Otradnensky series) and 3017 ± 62 (Bolshekheremshansky series) million years ago [Sitdikov et al., 1980]. In connection with this, the reconstruction of their primary nature is of great importance.

The Tatar mega-block area of the Kamsko-Belsky faults is divided into the North and South Tatar vaults, which differ in the development regime and the oil content of the sedimentary cover. A unique deposit Romashkinsky deposit is confined to the dome part of the South Tatar arch.

The object of our study is the granitoid formations of the South Tatar arch. The South Tatar arch was opened by the super deep well 20009 Novo-Elkhovsky, which was laid within the Novo-Elhovsk block extended in the submeridional direction [The crystalline…, 1996]. In the section of the superdeep well, five packs are distinguished, sharply differing in material composition. The crystalline basement in the area of the well is composed of alternating complexes of metamorphic rocks predominantly aluminous-high-alumina (Bolshekheremshansky series) and mafic (Otradnensky series) formulations. The subordinate position is occupied by ferruginous silicate formations of the eulisite type (the Suleev complex), ultrabasites (spinel, peridotite), and younger subvolcanic bases of the dike complex.

According to the results of petrographic study, the granulite-gneiss stratum, discovered during the entire length of the section, is unevenly granitized with the formation of lenticular interlayers of migmatites of granite and plagiogranite composition. The upper part of the basement from the surface up to a depth of 1927 meters is composed of coarse-grained reddish-pink metasomatic granitoids of quartz-feldspar composition. Below the depth of 1927 meters the exposed stratum is migmatized and milinitized. Leukosomal areas of rocks usually look like coarse-grained microcline or medium-grained biotite granites with a white to pink color. In this case, the intensity of migmatization increases with depth and in intervals composed of high-alumina rocks. Among them there are dark-colored restites and white leucosomal patches of migmatites of granitoid appearance. The restite part of migmatites is represented by

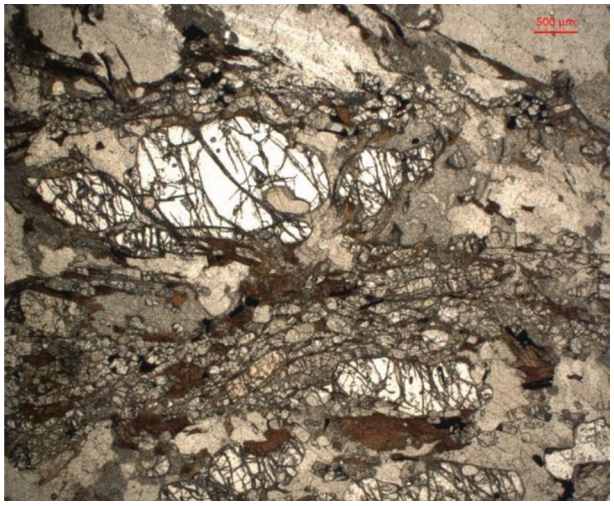


Fig. 1. High-aluminous plagiogneiss (interval 5287–5290 m). Nikoli are parallel.

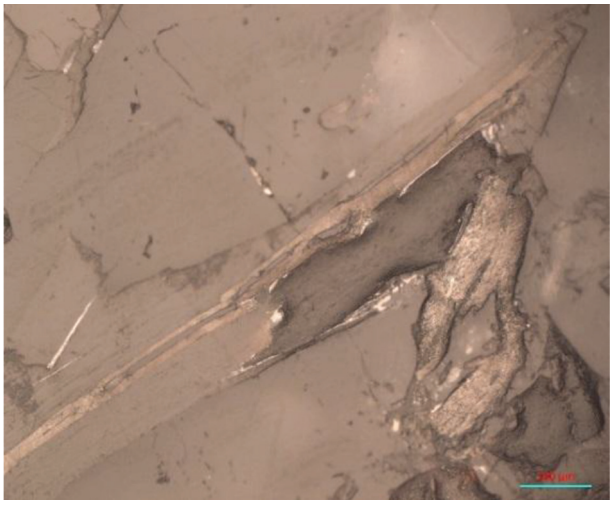


Fig. 2. Graphite in a high-alumina gneiss (interval 5287–5290 m). Nikoli are crossed.

mesocratic small-grained biotite gneisses. The leucosomal part of migmatites is composed of a feldspar-quartz mineral aggregate. Migmatites lie among fine-grained biotite gneisses of granitoid appearance in the form of small veins and veins or shadow formations. Leukosomal patches usually look like coarse-grained microcline or medium-grained biotite granites with a white to pink color. Their microstructure is allotriomorphic-grained, cataclastic, with areas of milinite, massive texture, cement sites. Leukosome is composed of microcline (or perthite) – 25–70 %, plagioclase 30–40 % (oligoclase No. 25), quartz from 3 % to 20–25 % (grains and myrmecite sprouts). Two of its generations are distinguished: the first in the form of granular aggregates and the second (later) in the form of small tumors cementing the areas of crushing. Primarily quartz-feldspar material of leucosomes causes increased brittleness of rocks. Signs of the dynamometamorphic effect in the form of flow structures in quartz (Fig. 1), crushing of feldspar grains and biotite crumple are fixed throughout the entire borehole section, but are most intensively manifested in high-alumina gneisses and plagiogneisses, which indicates their plasticity relative to the mafites.

If the Petrographic study of rocks and their ore minerals in polished sections by optical microscopy showed a high graphite content (Fig. 2) in the rocks of high alumina composition of the Bolsherekerman series, where it forms elongated curved scales by banding of rocks. The oldest metamorphic rocks of the Bolshekheremshansky and Otradnensky series can contain information about the signs of life in the early history of the Earth. One of the indicators of life signs is carbon in the form of graphite.

Graphite consists of pure carbon. In nature, it is formed in two ways. Graphite can have a biogenic origin and be formed from organic matter under the influence of high temperatures during metamorphism. In addition, graphite can be formed by an abiogenic (mantle) method, when the carbon, rising from the mantle in the form of different gases (CO_2, CH_4, C_2H_6, etc.), crystallizes in the form of graphite. The origin of graphite can be determined from the isotope composition of carbon. Carbon has two stable isotopes – ^{12}C and ^{13}C. The content of these isotopes in a natural carbon is 98.93 % and 1.07 %, respectively. The isotopes of carbon vary considerably in their physical properties. Therefore, in many natural processes, is their separation (fractionation) takes place. If graphite consists of light carbon isotopes, then it can be reliably assumed that it has a biogenic origin, and if it consists of heavy carbon isotopes, it is abiogenic (mantle). Studies [Khusainov, 2013], carried out on graphite inclusions in garnets, showed that garnets in the rocks of the Bolshekeremshansky and Otradnensky series are characterized by different values of $\delta^{13}C$. The values of $\delta^{13}C$ for garnets from the Bolsherekmshansky series range from (–3.204 ‰) to (–9.309 ‰), and in the garnets of the Otradnevsky series, from –23.95 ‰ to –25.64 ‰. The predominance of the heavy isotope indicates the magmatogenic origin of the rocks of the Otradnensky series, and the lung – about the biogenic nature of the carbon in the rocks of the Bolsherekerman series.

Thus, in terms of the totality of the features (the presence of graphite, the concordance with the banding of the rocks form its isolation, the predominance of the light isotope of carbon), one can conclude that the primary sedimentary origin of high-alumina rocks. Their formation took place in the Archaean period due to the destruction of the rocks of the basic-ultrabasic basement (the Otradnensky series) and the filling of depressions on its surface. The interlayering of mafites and high-alumina rocks observed in the 20009 Novo-Elkhovskaya well is due to complex dislocations and crushing of the original rock complexes in subsequent geological epochs.

REFERENCES

Bogdanova S.V. The Earth crust of the Russian plate in the early Precambrian. Moscow: Nauka, 1986, 244 c.

The Volga-Ural oil and gas province / Lapinskaya T.A., Popova L.P., Postnikov A.V., Yakovlev D.O. // Preplatform complexes of oil and gas bearing territories of the USSR. Part 1. M .: Nedra, 1992. 45 c.

Geology of Tatarstan: Stratigraphy and Tectonics / Ch. Editor B.V. Burov. Moscow: GEOS. 2003. 402 p.

Sitdikov B.S., Nizamutdinov A.G., Polyanin V.A. Petrology and geochemistry of rocks of the crystalline basement of the east of the Russian platform. Kazan: Izd-vo Kazansk. University. 1980. 167 p.

The crystalline foundation of Tatarstan and the problems of its oil and gas content. Edited by R.Kh. Muslimov, T.A. Lapinskaya. Kazan publishing house. "Denta", 1996. 487 p.

Khusainov R.R. Typomorphism and genesis of garnets of metamorphic rocks of the crystalline basement of the Tatar arch based on the results of carbon isotope analysis ($\delta^{13}C$) / Structure, matter, history of the lithosphere of the Timan-Severouralsk Segment: Proceedings of the 22nd Youth Scientific Conference. Syktyvkar: Geoprint, 2013. P. 198-200.

ФОРМИРОВАНИЕ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ СТУКТУРЫ И СОСТАВА НАЧАЛЬНЫХ АСТЕНОСФЕРЫ И ЗЕМНОЙ КОРЫ

Хачай Ю.В., Анфилогов В.Н.**, Антипин А.Н.**

*Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия, Yu-khachay@yandex.ru
**Институт минералогии УрО РАН, Миасс, Россия, Anfilogov@mineralogy.ru

Современная поверхность раздела литосфера- астеносфера имеет рельефную границу, о чем свидетельствуют сейсмические и электромагнитные исследования. Этот рельеф сформировался за длительную геологическую историю планеты, и процесс продолжается и в настоящее время. Для понимания эволюции таких структур необходима информация о начальном состоянии на завершающем этапе формирования Земли. Получить ее можно только по результатам численного моделирования, опирающегося на результаты исследования эволюции изотопных систем [Анфилогов, 2005, 2012; Anfilogov, 2015; Nichols, 2000].

Постановка задачи подробно описана в работе [Khachay, 2017]. Процесс аккумуляции планеты и ее внутренних областей сопровождался формированием первичных мантийных тепловых и вещественных неоднородностей. Тепловые неоднородности обусловлены различием кинетической энергии соударения аккумулируемых тел с растущей прото планетой, а вещественные неоднородности вызваны различием состава выпадающих тел и их температур плавления. ля получения математического описания процесса построена краевая задача для системы уравнений, описывающих рост массы прото планеты (используется уравнение Сафронова); баланса импульса (уравнение Навье- Стокса); задачи Стефана для описания движения границ областей фазовых переходов. На поверхности растущей планеты задается условие, учитывающее случайное распределение тел по поверхности и кинетической энергии соударении. Используется 3D модель. В работах [Анфилогов, 2005, 2012; Anfilogov, 2015] была предложена модель аккумуляции планет земной группы, которая использует современные результаты изотопных геохимических анализов, позволивших получить надежные оценки концентрации короткоживущих естественно радиоактивных изотопов и, прежде всего, ^{26}Al в веществе протопланетного облака. На основе этих данных в работах [Anfilogov, 2015; Khachay, 2017] получены оценки распределения температуры в растущих зародышах планеты в зоне “питания” Земли. Целью данной работы является получение трехмерного распределения температуры и прослеживание развития тепловых неоднородностей в мантии на этапе формирования Земли.Для вычисления скорости роста массы зарождающейся планеты используется модель Сафронова, описывающая механизм аккумуляции планеты [Сафронов, 1969]. Распределение плотности в мантии вычисляется из уравнения Вильямсона–Адамса. Распределение гидростатического давления по радиусу находится из уравнения Эйлера, описывающее механическое равновесие жидкости. В ядре, в основном железного состава, зависимость температуры плавления вычисляется по [Стейси, 1972]. В мантии, формирующейся в основном силикатами, используется зависимость температуры плавления от давления так, как предложено в работе [Kaula, 1979]. Температура на поверхности слоя мощностью Δr, образовавшегося в процессе аккумуляции планеты за время Δt, вычисляется из уравнения, обеспечивающего баланс поступающей части потенциальной энергии гравитационного взаимодействия тел, затрат тепла на нагревание поступившего вещества и переизлучаемого в пространство теплового потока, с учетом прозрачности внешней среды [Khachay, 2017].

Распределение температуры в теле увеличивающегося радиуса находится из решения уравнения теплопроводности с учетом возможности появления расплава без явного выделения положения границ фазового перехода и конвективного теплопереноса в расплаве [Моисеенко, 1965; Тихонов, 1988].

Значение эффективной теплоемкости вычислялось с использованием метода сквозного счета. Конвективный теплоперенос в слое расплава учитывается с помощью эффективного коэффициента теплопроводности. Мощность внутренних источников тепла представляет собой сумму выделения тепла при радиоактивном распаде ^{26}Al и адиабатическом сжатии. Краевая задача решалась численно. Распределение температуры на поверхности растущей планеты вычислялось с использованием стандартного генератора случайных чисел.

Результаты. Тепловые и вещественные неоднородности являются объектами, которые регистрируются методами современной геофизики и геохимии в мантии. Как видно из представленных результатов, на завершающем этапе аккумуляции Земли формируется астеносферный слой и тонкая земная кора. Они содержат неоднородности различных размеров и формы. Возникшие неоднородные включения со временем изменяются. В представленной модели рассмотрены варианты их эволюции, которые получены в результате численного решения краевой задачи для системы дифференциальных уравнений, описывающих изменение массы растущей планеты помощью уравнения Сафронова, течения вещества с использованием уравнения Навье-Стокса,

движение фазовых границ с помощью задачи Стефана; на поверхности растущей планеты задаются условия, учитывающие случайное распределение тел и частиц в зависимости от выделяемой при падении энергии и точки падения. Так как это распределение падающих тел задается случайно, и оно случайным образом изменяется в процессе аккумуляции модели растущей планеты, то был получен набор различных вариантов решения задачи. Как показали различные результаты решения, к окончанию аккумуляции планеты формируется сравнительно тонкая неоднородная кора, а в верхней мантии астеносферный слой. В мантии прослеживаются неоднородные включения, имеющие размеры от первых до нескольких сотен километров со сложной поверхностью раздела. Нижняя граница коры имеет сложный рельеф. Образовавшиеся в процессе аккумуляции неоднородные тепловые включения, прослеживаемые от имеющих сложный рельеф поверхности раздела ядро-мантия , способствовали формированию ранних обще мантийных плюмов, наряду с верхне мантийными. Эта динамика обеспечила особую металлогению кратонов, которая уже более не повторялась в геологической истории планеты.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 16-05-00540.

ЛИТЕРАТУРА

Анфилогов В.Н., Хачай Ю.В. Возможный вариант дифференциации вещества на начальном этапе формирования Земли // Доклады РАН. 2005. Т. 403. № 6. С. 803-806.

Анфилогов В.Н., Хачай Ю.В. Дифференциация вещества мантии в процессе гетерогенной аккумуляции Земли и формирование первичной земной коры // Литосфера. 2012. № 6. С. 3-14.

Anfilogov V.N., Khachay Yu.V. Some Aspects of the Formation of the Solar System. Springer Cham Heidelberg New York Dordrecht London. 2015 75 p.

Nichols Jr R.H. Short-lived radionuclides in meteorites: constraints on nebular timescales for the production of solids //Space Science Reviews, 2000. Т. 92. №. 1-2. С. 113-122.

Хачай Ю.В., Антипин А.Н Возможный механизм формирования мантийных плюмов // Мониторинг. Наука и технологии № 1. 2017. С. 34-37.

Сафронов В.С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет // М.: Наука, 1969. 244 с.

Стейси Ф.Д. Физика Земли. М.: Мир, 1972. 342 с.

Kaula W.M. Thermal evolution of Earth and Moon growing by planetesimal impacts // Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012), 1979. Т. 84. № B3. С. 999-1008.

Самарский А.А., Моисеенко Б.Д. Экономичная схема сквозного счета многомерной задачи Стефана // Ж. вычислит. Мат. и мат. физики. 1965. Т. 5. С. 816-827.

Тихонов А.Н., Любимова Е.А., Власов В.К. Об эволюции зон плавления в термической истории Земли // Доклады академии наук СССР. 1969. Т. 188. № 2. С. 338-341.

ВЛИЯНИЕ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА НА ПЛАВЛЕНИЕ ПОРОД ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ) ПРИ 900–1000 °С, 5–10 КБАР

Ходоревская Л.И.

Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Московской обл., Россия,
khodorevskaya@mail.ru

Процессы образования расплавов в породах океанической коры (базальты и их метаморфизованные аналоги) происходят либо в отсутствие флюидной фазы (закрытая система) либо в присутствии флюида (открытая система). К моделям выплавления гранитоидов в отсутствие флюидной фазы (или незначительном влиянии флюида) можно отнести фракционную кристаллизацию плавящихся пород основного состава, смешение основных и кислых магм, контаминацию базальтовых магм коровым сиалическим материалом и, наиболее популярную в последние десятилетия, модель дегидратационного плавления. В основе этой модели лежит то положение, что вода, связанная в водосодержащих минералах океанической коры, в основном в амфиболах, освобождается при реакциях дегидратации и, понижая температуры плавления пород, стимулирует образование расплава с дальнейшим его отделением от тугоплавкого остатка и подъемом в верхние этажи коры, либо существованием в виде лейкосомы мигматитов. При температурах менее 900 °С, давлении 5–10 кбар метабазиты плавятся слабо, количество расплава составляет следовые величины. Значимое увеличение плавления амфиболита начинается при температуре около 900 °С, и уже при 1000 °С составляет 30–40 %. Образующиеся расплавы в основном кислые варьируют от дацитов до риолитов. На рис. 1 соотношение SiO_2–(Na_2O–K_2O) в подобных расплавах представлено *1*.

Другой тип моделей описывает плавление метабазитов в условиях открытой системы. В подобных случаях объемы возникающих расплавов будут определяться не только количеством водосодержащих минералов в породе, температурой и давлением, но и соотношением флюид/порода. Многообразие выплавляющихся расплавов от щелочных до кислых будет в значительной степени определяться составом флюидов, фильтрующихся через метабазиты.

Наиболее простая и наиболее изученная из этих моделей – взаимодействие метабазитов с H_2O флюидом. Многочисленные исследования [Helz, 1976; Beard, Lofgren, 1991; и др.] показали, что составы подобных образующихся расплавов не сильно отличаются от составов расплавов, возникающих при дегидратационном плавлении и тех же P-T параметрах (рис. 1, *2*). При избытке H_2O в системе расплавы относятся к кислым (до средних при высоких степенях плавления, в основном при T > 1000 °С), имеют несколько более высокое содержание Al_2O_3 и низкое FeO, MgO, TiO_2 и K_2O.

Взаимодействие пород с водно-карбонатными флюидами приводит к образованию расплавов с меньшим содержанием SiO_2, чем в примерах, рассмотренных выше. Так, при плавлении щелочного базальта в присутствии H_2O–CO_2 флюида образуются расплавы, состав которых меняется от риолитов [Safonov et al., 2014] от трахидацитов и трахитов при T > 1000 °С [Kaszuba, Wendlandt, 2000]. Соотношение SiO_2–(Na_2O + K_2O) в подобных расплавах обозначено *3* на рис. 1.

В условиях нижней коры флюидная фаза наряду с H_2O, H_2O + CO_2 часто содержит хлориды щелочей переменных концентраций, вплоть до высоких (brines). Это неоднократно доказы-

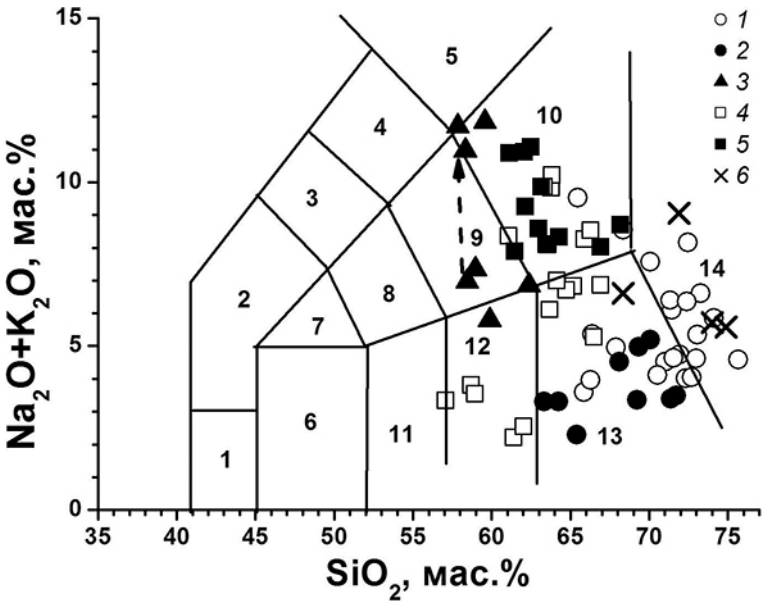


Рис. 1. Классификационная диаграмма TAS (Le Bas et al., 1986).

Цифрами на рисунке обозначены поля составов: 1 – пикробазальт, 2 – базанит и тефрит, 3 – фонотефрит, 4 – тефрифонолит, 5 – фонолит, 6 – базальт, 7 – трахибазальт, 8 – базальтовый трахиандезит, 9 – трахиандезит, 10 – трахидацит и трахит, 11 – базальтовый андезит, 12 – андезит, 13 – дацит, 14 – риолит. Остальные обозначения см. в тексте.

валось наличием водно-солевых флюидных включений [Touret, 2009; и др.], находками кристаллических хлоридов в межзерновом пространстве [Markl, Bucher, 1998]. Поэтому для описания взаимодействия метабазитов с флюидами водно-соль-карбонатного состава, по-видимому, следует выделить два принципиально разных типа моделей, которые реализуются в природных условиях.

Первый из них – выплавление расплавов умеренно-щелочного и щелочного состава.

Изучение взаимодействия амфиболита, по геохимическим характеристикам близкого к E-MORB, с флюидами H_2O–NaCl, проведенное нами при 6.5 кбар, 900 °С, показало, что с ростом NaCl во флюиде составы расплавов меняются от андезитов до трахидацитов и трахитов (*4* на рис. 1) в отличие от дацитов и риолитов, выплавляемых при дегидратационном плавлении амфиболита. Вариации Na/K во флюиде влияют на составы выплавляющихся расплавов [Safonov et al., 2014; Ходоревская, Варламов, 2016].

Наличие CO_2 в составе водно-солевых флюидов ($X_{CO2} > 0.1$) определяет его двухфазное состояние [Shmulovich, Graham, 2004]. В области двухфазного флюида происходит сепарация карбонатно-силикатных и хлоридно-карбонатных расплавов. Из карбонатно-силикатного расплава кристаллизуется твердая фаза силикатного состава, в наших опытах это трахидациты и трахиты (*5* на рис. 1). Из хлоридно-карбонатного расплава отлагаются твердые фазы карбонатного состава $(Ca_{0.25}Fe_{0.75})CO_3$. Таким образом подтверждается генетическая связь карбонатитов, в частности сидеритовых карбонатитов и щелочно-базитовых магматических пород, которые описаны в природных комплексах [Прокопьев, 2014; и др.].

Следующий тип моделей связан с образованием расплавов не щелочного, а кислого состава при взаимодействии метабазитов с водно-солевым (Na, K)Cl флюидом. Это процессы гранитизации и чарнокитизации, впервые описанные Д.С. Коржинским [Korzhinskii, 1952] для амфиболитовой и гранулитовой фаций. Для образования подобных расплавов необходимо, чтобы фильтрующийся в метабазиты H_2O–(Na, K)Cl ± CO_2 флюид был насыщен SiO_2 Экспериментальное моделирование подобных процессов, произведеное при 750–800 °С [Ходоревская, 2008], показало, что составы расплавов, образующихся в амфиболите при фильтрации через него флюида H_2O–NaCl–SiO_2, отвечают дацитам и риолитам (*6* на рис. 1), (интрузивные аналоги – трондьемиты и граниты). Увеличение X_{NaCl} в данном флюиде вплоть до значений $X_{NaCl} = 0.3$ не приводит к образованию известково-щелочных расплавов. В последней модели подтверждается генетическая связь гранитизации и чарнокитизации метабазитов с глубинными плутонами кислого состава.

ЛИТЕРАТУРА

Beard J.S., Lofgren G.E. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6.9 kb // J. Petrol. 1991. V. 32. N 2. P. 365-402.

Helz R.T. Phase relations of basalts in their melting ranges at P = 5 kb. Part II. Melt compositions // J. Petrol. 1976. V. 17. P. 139-193.

Kaszuba J.P., Wendlandt R.F. Effect of Carbon Dioxide on Dehydration Melting Reactions and Melt Compositions in the Lower Crust and the Origin of Alkaline Rocks // J. Petrol. 2000. V. 41. № 3. P. 363-386.

Korzhinskii D. S. Granitization as Magmatic Replacement // Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol., 1952. № 2. P. 332-452.

Touret J.L.R. Mantle to lower-rust fluid/melt transfer through granulite metamorphism // Geology and Geophysics. 2009. V. 50. № 12. P. 1357-1370.

Markl G., Bucher K. Composition of fluids in the lower crust inferred from metamorphic salt in lower crustal rocks // Nature. 1998. T. 391. C. 781-783.

Safonov O.G., Kosova S.A. and Van Reenen D.D. Interaction of Biotite-Amphibole Gneiss with H_2O–CO_2–(K, Na)Cl Fluids at 550MPa and 750 and 800 °C: Experimental Study and Applications to Dehydration and Partial Melting in the Middle Crust // J. Petrology. 2014. V. 55. № 12. P. 2419-2456.

Shmulovich K.I., Graham K.M. An experimental study of phase equilibria in the systems H_2O–CO_2–$CaCl_2$ and H_2O–CO_2–NaCl at high pressures and temperatures (500–800 °C, 0.5–0.9 GPa): geological and geophysical applications // Contrib Mineral Petrol. 2004. V. 146: P. 450-462.

Прокопьев И.Р. Геологические и физико-химические условия образования Fe-F-REE карбонатитов центральной Тувы // Реф. … канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2014.

Ходоревская Л.И. Экспериментальное исследование преобразования основных пород при взаимодействии с кремнещелочным флюидом (гранитизация) // В сб. «Экспериментальные исследования эндогенных процессов». ИЭМ РАН, Черноголовка. 2008. С. 30-39.

Ходоревская Л.И., Варламов Д.А. Флюиды NaCl-KCl в высокотемпературном метасоматозе основных пород (экспериментальные данные) / /В сб. «Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения-2016)». Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2016. С. 205-206.

ВОЗРАСТНЫЕ СООТНОШЕНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ И МОЛИБДЕНИТСОДЕРЖАЩИХ ГРАНИТОИДОВ СЕЛЕНГИНСКОГО МОЛИБДЕНОВОРУДНОГО РАЙОНА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

*Хубанов В.Б.***, Дугданова Е.Е.***, Цыганков А.А.***, Буянтуев М.Д.**

*Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, khubanov@mail.ru
**Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия

В Западном Забайкалье с гранитоидами А-типа нередко ассоциируют порфировые и порфировидные лейкограниты с молибденовой минерализацией. При этом возрастная позиция последних и характер их связи со щелочными гранитами представляется неясной, по причине недостаточной геологической, геохронологической и вещественной изученности.

Проведено U-Pb датирования LA-ICP-MS цирконов из молибденитсодержащих лейкогранитов Селенгинского молибденоворудного района. Показано, что становление гранитов Жарчихинского месторождения произошло 286–285 млн лет назад, при этом возраст ассоциирующих гранитоидов А-типа составляет 285–277 млн лет. Лейкограниты Харитоновского месторождения имеют возраст 195–194млн лет, тогда как пространственно совмещенные щелочные сиениты и граниты одноименного массива сформировались 230–229 млн лет назад.

Таким образом, в Западном Забайкалье лейкогранитовый магматизм с молибденовой минерализацией имел место в три этапа: раннепермский (Жарчихинское месторождение), раннеюрский (Харитоновское месторождение), раннемеловой (Первомайское месторождение, 221–124 млн лет [Чернышев и др., 1998; Государственная…, 2009]). Следует отметить, что становление щелочно-полевошпатовых и щелочных гранитоидов также произошло в течение трех этапов: 285–280 млн лет 230–190 млн лет, 150–120 млн лет [Воронцов, Ярмолюк, 2004; Reichow et al., 2010].

ЛИТЕРАТУРА

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В. Северо-Монгольская полихроннаярифтовая система (этапы формирования, магматизм, источники расплавов, геодинамика) // Литосфера, 2004, № 3. С. 17-32.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Алдано-Забайкальская серия. Лист М-48 – Улан-Удэ. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. 271 с.

Чернышев И.В., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д., Иванова Г.Ф. Rb-Sr геохронология процессов последовательного формирования гранитов, грейзенизации и гидротермальной минерализации: ДжидинскоеW-Mo месторождение, Западное Забайкалье // ДАН, 1998, Т. 360, № 4. С. 537.

Reichow M.K., Litvinovsky B.A., Parrish R.R., Saunders A.D. Multi-stage emplacement of alkaline and peralkalinesyenite-granite suites in the Mongolian-Transbaikalian Belt, Russia: evidence from U-Pb geochronology and whole-rock geochemistry // Chemical Geology, 2010. V. 273(1–2. P. 120-135.

AGE OF A-TYPE GRANITES AND MO-CONTAINING LEUCOGRANITES OF THE SELENGA MO-ORE DISTRICT (WESTERN TRANSBAIKALIA)

*Khubanov V.B.***, Dugdanova E.E.***, Tsygankov A.A.***, Buyantuev M.D.**

*Geological Institute of SB RAS, Ulan-Ude, Russia, khubanov@mail.ru
**Buryat state university, Ulan-Ude, Russia

U-Pb LA-ICP-MS dating of zircons from molybdenite-containing leucogranites of the Selenga Mo-ore district was carried out. It is shown that the formation of leucogranites of the Zharchikha molybdenite deposit occurred 286–285 million years ago, while age of associated A-type granitoids is 285–277 million years. The leucogranites of the Kharitonovo molybdenite deposit are 195–194 million years old. Age of peralkalinesyenites and granites of the Kharitonovo massif is 230–229 million years ago.

In the Western Transbaikalia three stages of the leucogranite magmatism with molybdenum mineralization were: the Early Permian (Zharchikha deposit), the Early Jurassic (Kharitonovo deposit), the Early Cretaceous (Pervomay deposit, 221–124 million years [Chernyshev et al., 1998; State..., 2009]). The formation of alkali-feldspar and alkaline granitoids of the Western Transbaikalia al so occurred during three stages: 285–280 million years 230–190 million years, 150–120 million years [Vorontsov, Yarmolyuk, 2004; Reichow et al., 2010].

ИЗОТОПНАЯ СТРУКТУРА КОРЫ И ИСТОЧНИКИ МАГМ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Цыганков А.А., Хубанов В.Б.*, Бурмакина Г.Н.*, Удоратина О.В.***

*Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, tsygan@gin.bscnet.ru
**Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, udoratina@geo.komisc.ru

Время и механизмы формирования континентальной коры являются одной из фундаментальных проблем современной геологии. Особую актуальность эта проблема имеет врегионахширокомасштабного гранитоидного магматизма, в которых догранитный фундамент сохранился фрагментарно в виде разновеликих провесов кровли среди обширных полейгранитоидов разного состава и возраста. В таких условиях Sm-Nd система-тика гранитных пород (в широком смысле этого термина) является по сути единственным инструментом для определения типа, возраста и этапов формирования континентальной коры. В последние годы все более широко применяется Lu-Hf изотопная систематика цирконов, также используемая для решения указанной выше проблемы, однако объем таких данных пока сравнительно невелик.

В Западном Забайкалье располагается один из крупнейших в Центральной Азии Ангаро-Витимский гранитоидный батолит (АВБ), сформировавшийся в конце карбона – начале перми в период примерно с 325 до 275 млн лет назад [Ярмолюк и др., 1997; Цыганков и др., 2010, 2017; Litvinovsky et al., 2011 и ссылки в этих работах]. В составе батолита выделяется несколько магматических комплексов, сложенных известково-щелочными и субщелочными гранитами и лейкогранитами, кварцевыми сиенитами и кварцевыми монцонитами. Завершается позднепалеозойский магматизм формированием щелочных гранитов и щелочно-полевошпатовых сиенитов. Совокупная площадь, занимаемая позднепалеозойскими гранитоидами составляет порядка 200 000 км^2, а объем (по геофизическим данным [Литвиновский и др., 1993; Туртанов, 2007]) приближается к миллиону км^3.

Систематическое изучение изотопного состава гранитоидов АВБ и прилегающих регионов Центральной Азии началось в 90-х годах прошлого столетия [Коваленко и др., 1996; Ярмолюк и др., 1999]. В результате этих исследований было установлено, что большая часть Западно-Забайкальской гранитоидной провинции сформировалась на рифейском фундаменте (рифейская изотопная провинция), при этом была установлена изотопная гетерогенность коровых магматических источников.

Нами в последние годы получены новые геохронологические (U-Pb), изотопные (Rb-Sr, Sm-Nd, Lu-Hf) [Цыганков и др., 2010, 2016, 2017; Цыганков, 2014; Litvinovsky et al., 2011] и геологические данные [Бурмакина и др., 2013], указывающие на то, что в образовании позднепалеозойских гранитоидов, наряду с доминирующими коровыми протолитами, непосредственное участие принимали базитовые магмы мантийного происхождения. Соотношение корового и мантийного компонентов в гранитоидах разного состава варьирует достаточно широко.

Проиллюстрируем это на конкретных примерах. Относительно более ранними в составе АВБ являются авто- и аллохтонные биотитовые граниты баргузинского комплекса (325–290 млн лет). Для них характерны разновеликие останцы метаморфического субстрата, особенно в автохтонной фации и изотопные характеристики, указывающие на образование магм за счет плавления древних коровых протолитов: $\varepsilon Nd_{(T)}$от –12.8 до –5.7, T_{DM2} = 1.6–2.15 лет. Следует подчеркнуть, что эти характеристики достаточно сильно варьируют даже в гранитоидах одного комплекса. Так например, граниты хр. Улан-Бургасы (центральная часть батолита, баргузинский комплекс) ($\varepsilon Nd_{(T)}$ –7.7 ÷ –5.7, T_{DM2} = 1.52–1.7 млрд лет) заметно отличаются от таковых его северо-западной периферии ($\varepsilon Nd_{(T)}$–12.4 ÷ – 8.5, T_{DM2} = 1.78 –2.1 млрд лет), что указывает на вещественно-временную гетерогенность палео-мезопротерозойского корового протолита. Более того, в одной из проб, отобранной на северо-восточном побережье оз. Байкал, установлено положительное значение $\varepsilon Nd_{(T)}$ = 0.18 и заметно более молодой модельный возраст – 1.06 млрд лет. Изотопный состав Hf в цирконах из этой пробы имеет еще более высокое положительное значение (2.58) при близком модельном возрасте (0.98 млрд лет). Судя по этим данным источником гранитных магм в данном случае была более молодая (начало неопротерозоя) существенно ювенильная кора, точнее относительно небольшой домен (например, крупная базитовая интрузия) в структуре доминирующей древней коры. В целом, первые данные по изотопному составу Hf в цирконах указывают на значительно более сложную структуру коры, чем это представлялось ранее [Ярмолюк и др., 1999]. Так в одних пробах отмечается очень хорошая корреляция Nd и Hf изотопных характеристик, в других эта корреляция практически отсутствует, например, отрицательные значения $\varepsilon Hf_{(T)}$зафиксированы на уровне –1, при $\varepsilon Nd_{(T)}$ –10.5 ÷ –8.5. Можно предположить, что подобное сочетание «валового» изотопного состава пород и изотопного состава цирконов отражает гетерогенность коровогоисточника гранитных магм.

Типоморфными породами чивыркуйского комплекса (305–285 млн лет) являются кварцевые сиениты, часто сопровождающиеся комбинированными дайками и мафическими включениями (ММЕ), являющимися прямым геологическим свидетельством смешения магм. В чивыркуйских кварцевых сиенитах, также как и в баргузинских гранитах, четко проявлена пространственная изотопная гетерогеность: если для хр. Улан-Бургасы (центральная часть АВБ) характерные значения $\varepsilon Nd_{(T)}$варьируют в диапазоне –7.2 ÷ –3,T_{DM2} = 1.3–1.6 млрд лет, то в северо-западной части батолита $\varepsilon Nd_{(T)}$ составляет –12.7 ÷ –11.3, при более древнем модельном возрасте: 2.01–2.1 млрд лет. Изотопный состав Hf_{Zrn} определен только в нескольких пробах северо-западной части батолита (северо-восточное побережье оз. Байкал) и в целом коррелирует с данными по неодимовой изотопии пород.

Зазинский интрузивный комплекс (305–285 млн лет) представлен в основном субщелочными лейкогранитами и кварцевыми сиенитами, для которых также характерны ММЕ, комбинированные дайки и синплутонические базитовые интрузии. Масс-балансовые расчеты показывают, что лейкограниты зазинского комплекса могли образоваться в результате дифференциации гибридного (кварцевосиенитового) расплава, являющегося продуктом смешения коровых магм баргузинского типа с базитами, представляющими ранние фазы синхронного чивыркуйского комплекса. Очевидно, что пропорции смешения могут быть разными в различных плутонах, что на наш взгляд и отражается в изотопном составе пород. Так для Улекчинского массива, расположенном в Юго-Западном Забайкалье, $\varepsilon Nd_{(T)}$ варьирует от 0.6 до 1.6, T_{DM2} = 1.02–0.95 млрд лет. Изотопный состав ММЕ находится в этих же пределах, тогда как сходный по облику ксенолит монцонитов имеет U-Pb изотопный возраст 800 млн лет, $\varepsilon Nd_{(T)}$ = 8.4, T_{DM2} = 788 млрд лет. Примечательно, что двухстадийный модельный возраст ксенолита достаточно близок к модельному возрасту протолита гранитоидов Улекчинского массива. Можно предположить, что монцониты, представленные «древним» ксенолитом, были одним из источников магм (ювенильный компонент), сформировавших Улекчинский массив. Изотопный состав Nd зазинских гранитов хр. Улан-Бургасы практически перекрывается с породами чивыркуйского комплекса этого района, однако в некоторых пробах фиксируются более низкие отрицательные значения (–9.4 ÷ –13.6) при соответственно более древнем модельном возрасте. В целом, имеющиеся данные указывают на то, что среди лейкогранитов зазинского комплекса есть как дифференциаты гибридных магм, так и вероятно дифференциаты коровых расплавов баргузинского типа.

Щелочно-гранитоидная ассоциация Западного Забайкалья традиционно подразделяется на два этапа: позднепермский (раннекуналейский комплекс, 280–273 млн лет) и позднетриасовый (позднекуналейский комплекс, 230–210 млн лет). Однотипные породы этих комплексов различаются лишь изотопными характеристиками: средние значения $\varepsilon Nd_{(T)}$ и T_{DM2} для ранне- и позднекуналейского комплексов составляют –2.9, 1.3 млрд лет и 1.3, 899 млрд лет. Кроме того, нами получены первые данные по изотопному составу пород и цирконов Шербахтинского массива, U-Pb возраст которого составляет 250 млн лет. Изотопный состав Nd пород этого массива почти не отличается от характерных значений раннекуналейского комплекса ($\varepsilon Nd_{(T)}$ = –2.4 ÷ ÷ –2.9, T_{DM2} = 1.28–1.24 млрд лет), а изотопный состав Hf в цирконах ($\varepsilon Hf_{(T)}$ = 0.57 ÷ 1.12, T_{DM2} = 1.02–1.05) ближе к позднекуналейским гранитоидам.

Таким образом, совокупность опубликованных и оригинальных изотопных данных позволяет сделать следующие выводы. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм в Западном Забайкалье развивался на гетерогенной палеопротерозойской континентальной коре, содержащей блоки (домены) более молодого неопротерозойского ювенильного материала. Закономерное (во времени) изменение изотопного состава гранитоидов в сторону увеличения доли ювенильного компонента в их составе, с одной стороны указывает на плавление «молодых» ювенильных доменов, с другой – отражает процессы смешения коровых и мантийных магм, что имеет и свое геологическое выражение. В параметрах изотопного состава Nd геохимический эффект смешения маскируется особенностями изотопного состава базитов, с характерными отрицательными значениями $\varepsilon Nd_{(T)}$.

Проведенные исследования поддержаны грантом РНФ № 15-17-10010, грантами РФФИ № 14-05-00498, 17-05-00275, РФФИ-Сибирь № 15-45-04208.

ЛИТЕРАТУРА

Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. Мафические включения в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья, Баргасский кварц-сиенитовый массив: состав, петрогенезис // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 309-334.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd изотопные данные // Геохимия, 1996. № 8. С. 699-712.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. 141 с.

Турутанов Е.Х. Объемная модель Ангаро-Витимского батолита // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Мат-лы совещ. 2007. Вып. 5. Т. 2. С. 131-132.

Цыганков А.А. Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 197-227.

Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1249-1276.

Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Травин А.В. и др. Позднепалеозойские габброиды Западного Забайкалья: U-Pb и Ar-Ar изотопный возраст, состав, петрогенезис // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 1005-1027.

Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д. Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в Западном Забайкалье // Петрология, 2017. Т. 25. № 3. С. 1-25.

Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И. и др. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 451-466.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Nd-изотопная систематика коровых магматических протолитов Западного Забайкалья и проблема рифейского корообразования в Центральной Азии // Геотектоника, 1999. № 4. С. 3-20.

Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M. et al. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: The Late Paleozoic post-collisional igneous province Transbaikalia // Lithos. 2011. V. 125. P. 845-874.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ (Ta, Nb, W, Mo) МЕЖДУ ФАЗАМИ В ГРАНИТОИДНЫХ СИСТЕМАХ

Чевычелов В.Ю.

Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия, chev@iem.ac.ru

Для оценки рудогенерирующих способностей гранитных магматических систем и путей миграции рудного вещества необходимо знание общих закономерностей поведения рудных компонентов в процессах флюидно-магматического взаимодействия в условиях земной коры. Геологические данные свидетельствуют о важной роли магматических факторов при образовании альбититовых, грейзеновых и других генетических типов редкометальных месторождений Ta, Nb, Sn, W, Mo и др. По своим химическим свойствам эти металлы имеют высокое сродство к кислороду и к магматическому расплаву, благодаря чему накапливаются в остаточном расплаве, обогащая собой поздние дифференциаты эволюционных гранитных серий. Такие месторождения, как правило, связаны с высокодифференцированными многофазными гранитными плутонами [Зарайский, 2004; Чевычелов и др., 2005].

В докладе представлены результаты экспериментального изучения эффективной растворимости Ta и Nb при растворении колумбита и танталита в водонасыщенных гранитоидных расплавах различного состава (коэффициент $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O + CaO + MnO + FeO$ (A/NKCMF) ~0.7–2.0), в диапазонах температуры 650–980 °C и давления 30–400 МПа [Чевычелов, 2013].

Установлено сильное влияние состава гранитоидных расплавов различной щелочности-глиноземистости на эффективные растворимости в них Ta и Nb (при растворении колумбита, T = 650–850 °C, P = 30–400 МПа) [Чевычелов и др., 2010]. В щелочном расплаве (A/NKMF ~0.5–0.8) эти растворимости максимальны и составляют ~2.1 мас. % Ta и ~5.1 мас. % Nb при T = 850 °C, P = 100 МПа. Такие высокие содержания Ta и Nb объясняются [Hess, 1991] возможностью их связывания с Na и K в структуре расплава согласно равновесию 2SiO(K,Na) + NbONb = 2NbO(K,Na) + SiOSi. В расплаве субглиноземистого состава (A/NKMF ~1.1–1.5) растворимости Ta и Nb уменьшаются на порядок и более (~0.5 мас. % Ta и ~0.8 мас. % Nb при T = 850 °C, P = = 100 МПа) и, наконец, в сильно обогащенном глиноземом расплаве (A/NKMF ~1.5–2.2) эти содержания часто снижаются еще в 2–6 раз (до ~0.3 мас. % Ta и ~0.1 мас. % Nb при тех же T и P). При этом в щелочном расплаве выше содержание Nb, а в сильно глиноземистом расплаве – Ta. Температурные зависимости эффективных растворимостей Ta и Nb в расплавах положительные, но выражены слабее, чем влияние состава. Они наиболее заметно проявлены в расплаве сублиноземистого состава, в котором с понижением температуры от 850 до 650 °C содержания Ta и Nb уменьшаются от ~0.5–0.8 до 0.14–0.05 мас. %. С понижением температуры Nb/Ta отношение в расплаве, как правило, уменьшается. Влияние давления на растворимости Ta и Nb в изученном диапазоне 30–400 МПа выражено слабее. Однако с уменьшением давления до 30 МПа эффективные растворимости Ta и Nb в гранитных расплавах могут уменьшаться в 3–6 раз до 0.04–0.05 мас. %.

Получены экспериментальные количественные данные по распределению Ta, Nb, Mn и F между ~1*н* фторидным подкисленным флюидом и гранитоидными расплавами различного состава (A/NKM ~0.5–1.6) в двух температурных диапазонах 650–850 °C и 900–1200 °C при P = 100 МПа [Чевычелов и др., 2005; Бородулин и др., 2009]. В температурном диапазоне 650–850 °C в системах с различными гранитоидными расплавами: A/NKM ~0.7–0.75, ~0.95–1.05 и ~1.1–1.6 – коэффициенты распределения Ta и Nb составляют 0.001–0.008 для Ta и 0.001–0.022 для Nb. В целом, коэффициенты $^{fluid/melt}D_{Ta}$ и $^{fluid/melt}D_{Nb}$ возрастают как с увеличением коэффициента A/NKM расплава, так и с ростом температуры. В изученных условиях фтор преимущественно концентрируется в расплаве: коэффициенты распределения F меньше единицы и находятся в пределах 0.1–0.7.

Сопоставление экспериментально полученных количественных результатов по растворимости Ta и Nb в гранитоидных расплавах и по их распределению между расплавами и флюидом с результатами исследования природных месторождений позволяет оценивать физико-химические условия образования танталового оруденения на магматическом этапе [Чевычелов и др., 2005; Zaraisky et al., 2008].

Редкометальные Li-F граниты являются плюмазитовыми и их расплавы имеют наиболее низкие концентрации насыщения Ta и Nb по сравнению с другими составами. Благодаря высокому содержанию F, температуры солидуса этих гранитных расплавов могут понижаться на 100 °C и более. В над- и субликвидусных условиях Ta и Nb концентрируются в расплаве, не переходя во флюид и не рассеиваясь в других минералах. В близсолидусных условиях при достижении насыщения расплава по этим элементам, Ta и Nb могут кри-

сталлизоваться в виде собственных фаз, в частности колумбита-танталита, непосредственно из магматического расплава. При пониженной температуре концентрация насыщения танталом редкометальных Li-F гранитов становится существенно выше, чем ниобием. С этим связано образование собственно танталовых месторождений (например, Орловского и Этыкинского месторождений в Восточном Забайкалье), в рудах которых Nb/Ta отношение меньше 1.

При P = 100 МПа, T = 950–1000 °С и P = 500 МПа, T = 770–920 °С получены экспериментальные количественные данные по распределению W и Mo между ~1.1*н* хлоридным подкисленным флюидом и расплавами гранодиорита, гранита и лейкогранита, а также между ~0.2*н* фторидным кислым флюидом и теми же расплавами.

При хлоридном составе флюида и P = 100 МПа с изменением состава расплава от гранодиоритового к гранитному и лейкогранитному установлено троекратное увеличение коэффициентов распределения W и Mo между флюидом и алюмосиликатным расплавом (от ~0.2–0.3 до ~0.6–1.0), что обусловлено уменьшением содержания CaO и увеличением SiO_2 в составе расплаве. Кальций способен удерживать W и Mo в расплаве в виде «шеелит-повеллитового» компонента-минала, типа $Ca(W,Mo)O_4$, а SiO_2 способствует переводу этих металлов в раствор. С ростом давления от 100 до 500 МПа эти коэффициенты увеличиваются более заметно (до 4–6 раз при гранодиоритовом и лейкогранитном расплавах). Полученные коэффициенты распределения для W и Mo практически совпадают между собой в пределах погрешности определения.

Основное отличие результатов при фторидном флюиде по сравнению с хлоридным заключается в существенном в 3–4.5 раза уменьшении коэффициентов распределения Mo (до ~0.09–0.20) при P = 100 МПа, которое связано с заметным увеличением содержания Mo в расплаве (от ~0.02–0.08 до 0.12–0.16 мас. %). При этом коэффициенты ${}^{\text{fluid/melt}}D_{\text{Mo}}$ становятся существенно ниже, чем ${}^{\text{fluid/melt}}D_{\text{W}}$ (~0.34–0.80). С ростом давления до P = 500 МПа коэффициенты распределения этих металлов сильно возрастают, при P = 500 МПа коэффициенты ${}^{\text{fluid/melt}}D_{\text{W и Mo}}$ практически совпадают (~1.6–2.5) и, за исключением систем с гранитными расплавами (~2.4–5), не сильно отличаются от результатов при хлоридных флюидах (~0.9–2.7). При фторидном флюиде и P = 100 МПа установлено примерно двукратное увеличение коэффициентов ${}^{\text{fluid/melt}}D_{\text{W и Mo}}$ с изменением состава расплава от гранодиоритового и гранитного к лейкогранитному, а при P = 500 МПа такого увеличения не наблюдается.

Наши результаты по распределению редких металлов (Ta, Nb, W, Mo) в системах водно-фторидный флюид – гранитный расплав сопоставлены с экспериментальными данными по распределению Sn в таких же системах. Показано, что наибольшие коэффициенты распределения имеют W (~0.3–0.8) и Mo (~0.1–0.2), наименьшие коэффициенты ${}^{\text{fluid/melt}}D$ характерны для Ta (~0.004) и Nb (~0.011), а коэффициент распределения для Sn занимает промежуточное положение, изменяясь от ~0.004 до ~0.1 по данным разных авторов [Keppler, Wyllie, 1991; Duc-Tin et al., 2007; Hu et al., 2008; и др.].

Коэффициенты распределения W и Mo между флюидом и расплавом увеличиваются с изменением состава расплава от гранодиоритового к гранитному и лейкогранитному. Эти результаты хорошо согласуются с геологическими данными о генетической связи грейзеновых месторождений W и Mo с лейкогранитами и с гидротермально-метасоматическим, а не магматическим способом их образования. Экспериментальные данные показывают, что при накоплении W и Mo в остаточных расплавах насыщение по этим компонентам обычно не достигается. Вследствие довольно больших величин коэффициентов ${}^{\text{fluid/melt}}D$ эти металлы в заметных количествах выносятся отделяющимся флюидом, а оставшиеся в расплаве W и Mo рассеиваются в виде примесей в породообразующих минералах гранитов. Поэтому грейзеновые месторождения этих металлов образуются гидротермальным, а не магматическим путем. В то же время Ta и Nb не покидают силикатный расплав при отделении гидротермальных флюидов и остаются в нем даже в случае ликвации с отделением металлофильного солевого фторидного расплава.

По экспериментальным данным для грейзеновых месторождений вольфрама и молибдена нет затруднений с гидротермальным транспортом и отложением этих металлов, так как коэффициенты их распределения между флюидом и лейкогранитным расплавом лежат в пределах ~0.1–1.0, а растворимость в водно-солевых флюидах достаточно высока: при 300–600 °С находится на уровне 10^{-2}–10^{-4} моль/кг H_2O и имеет положительную температурную зависимость. Для их отложения из растворов достаточно простого понижения температуры. Массоперенос и отложение редких металлов W, Mo, Be и Sn, характерных для грейзеновых месторождений, преимущественно происходит при участии кислых хлоридно-фторидных постмагматических растворов, отделяющихся от магматического расплава на стадии его дифференциации до уровня лейкогранита и Li-F-гранита.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант № 15-05-03393-а и программы ОНЗ РАН «Комплексные исследования по актуальным проблемам наук о Земле».

ЛИТЕРАТУРА

Бородулин Г.П., Чевычелов В.Ю., Зарайский Г.П. Экспериментальное исследование распределения тантала, ниобия, марганца и фтора между водным фторсодержащим флюидом и гранитным и щелочным расплавами // Докл. Акад. Наук. 2009. Т. 427. № 2. С. 233-238.

Зарайский Г.П. Условия образования редкометальных месторождений, связанных с гранитным магматизмом. В кн.: Смирновский сборник-2004, гл. ред. В.И. Старостин; Фонд им. акад. В.И. Смирнова. 2004. Москва. С. 105-192.

Чевычелов В.Ю. Распределение летучих, породообразующих и рудных компонентов в магматических системах: экспериментальные исследования. Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. 2013. Москва. 62 с.

Чевычелов В.Ю., Бородулин Г.П., Зарайский Г.П. Растворимость колумбита $(Mn,Fe)(Nb,Ta)_2O_6$ в гранитоидных и щелочных расплавах при 650–850°С и 30–400 МПа: экспериментальные исследования // Геохимия. 2010. № 5. С. 485-495.

Чевычелов В.Ю., Зарайский Г.П., Борисовский С.Е., Борков Д.А. Влияние состава расплава и температуры на распределение Ta, Nb, Mn и F между гранитным (щелочным) расплавом и фторсодержащим водным флюидом: фракционирование Ta, Nb и условия рудообразования в редкометальных гранитах // Петрология. 2005. Т. 13. № 4. С. 339-357.

Duc-Tin Q., Audetat A., Keppler H. Solubility of tin in (Cl,F)-bearing aqueous fluids at 700 °C, 140 MPa: A LA-ICP-MS study on synthetic fluid inclusions // Geochim. Cosmochim. Acta. 2007. V. 71. No 13. P. 3323-3335.

Hess P.C. The role of high field strength cations in silicate melts. In: Perchuk L.L., Kushiro I. (Eds.), Physical Chemistry of Magmas. 1991. Adv. Phys. Geochem. V. 9. Chapter 5. Springer-Verlag. P. 152-191.

Hu X., Bi X., Hu R., Shang L., Fan W. Experimental study on tin partition between granitic silicate melt and coexisting aqueous fluid // Geochem. J. 2008. V. 42. P. 141-150.

Keppler H., Wyllie P.J. Partitioning of Cu, Sn, Mo, W, U, and Th between melt and aqueous fluid in the systems haplogranite–H_2O–HCl and haplogranite–H_2O–HF // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V. 109. P. 139-150.

Zaraisky G.P., Aksyuk A.M., Devyatova V.N., Udoratina O.V., Chevychelov V.Yu. Zr/Hf ratio as an indicator of fractionation of rare-metal granites by the example of the Kukulbei complex, Eastern Transbaikalia // Petrology. 2008. V. 16. No 7. P. 710-736.

EXPERIMENTAL STUDY OF RARE METALS (Ta, Nb, W, Mo) PARTITIONING BETWEEN PHASES IN GRANITOID SYSTEMS

Chevychelov V.Yu.

Institute of Experimental Mineralogy of RAS, Chernogolovka, Russia, chev@iem.ac.ru

The knowledge of the general regularities of the ore components behavior at fluid-magmatic interactions in the earth's crust is necessary to assess the ore-generating capabilities of granitic magmatic systems and ore components migration routes. Geological data indicate the importance of magmatic factors at the formation of albitite, greisen and other genetic types of rare-metal deposits of Ta, Nb, Sn, W, Mo, etc. Due to their chemical properties, these metals have a high affinity for oxygen and magmatic melt, as a result they accumulate in the residual melt, enriching oneself the late differentiates of the evolutionary granite series. Such deposits, as a rule, are associated with highly differentiated multiphase granite plutons [Zaraisky, 2004; Chevychelov et al., 2005].

The report presents the results of an experimental study of the effective solubilities of Ta and Nb at the dissolution of columbite and tantalite in water-saturated granitoid melts of various compositions (the molar $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O + CaO + MnO + FeO)$ ratios (A/NKCMF) ~0.7–2.0) at the temperature range of 650–980 °C and pressure range of 30–400 MPa [Chevychelov, 2013].

A strong effect of the granitoid melts composition with different alkalinity-alumina ratios on the effective solubilities of Ta and Nb (at columbite dissolution, T = 650–850 °C, P = 30–400 MPa) was established [Chevychelov et al., 2010]. These solubilities are maximal at the peralkaline melt (A/NKMF ~0.5–0.8), and are ~2.1 wt % Ta and ~5.1 wt % Nb at T = 850 °C, P = 100 MPa. Such high contents of Ta and Nb are explained [Hess, 1991] by the possibility of their binding to Na and K in the melt structure according to the equilibrium 2SiO(K,Na) + NbONb = = 2NbO(K,Na) + SiOSi. The solubilities of Ta and Nb decrease by an order of magnitude and more at the subaluminous melt (A/NKMF ~1.1–1.5) (~0.5 wt % Ta and ~0.8 wt % Nb at T = 850 °C, P = 100 MPa). At last these contents are often reduced 2–6 times at the peraluminous melt (A/NKMF ~1.5–2.2), (up to ~0.3 wt % Ta and ~0.1 wt % Nb for the same T and P). In this case the content of Nb is higher at the peralkaline melt, while the content of Ta is higher at peraluminous melt. The temperature dependences of the effective solubilities of Ta and Nb in the melts are positive, but less pronounced than the effect of the composition. These dependences are most noticeably manifested in the subaluminous melt, in which the Ta and Nb contents decrease from ~0.5–0.8 to 0.14–0.05 wt % with decreasing temperature from 850 to 650 °C. With decreasing temperature the Nb/Ta ratio in the melt as a rule decreases. The

effect of pressure on the solubilities of Ta and Nb in the studied range of 30–400 MPa is less pronounced. However with decreasing pressure to 30 MPa the effective solubilities of Ta and Nb in granite melts can decrease by a factor of 3–6 to 0.04–0.05 wt %.

Experimental quantitative data on the partitioning of Ta, Nb, Mn and F between ~1M fluoride acidified fluid and granitoid melts with various compositions (A/NKM ~0.5–1.6) at two temperature ranges of 650–850 °C and 900–1200 °C and at P = 100 MPa have been obtained [Chevychelov et al., 2005; Borodulin et al., 2009]. The partitioning coefficients are 0.001–0.008 for Ta and 0.001–0.022 for Nb at the temperature range of 650–850 °C in systems with different granitoid melts (A/NKM ~0.7–0.75, ~0.95–1.05 and ~1.1–1.6). Generally the $^{fluid/melt}D_{Ta}$ and $^{fluid/melt}D_{Nb}$ coefficients increase both with increasing A/NKM ratios in the melt and with increasing temperature. At the studied conditions fluorine is predominantly concentrated in the melt. The partition coefficients of F are less than one and are within the limits of 0.1–0.7.

Comparison of the experimentally obtained quantitative results on the solubility of Ta and Nb in granitoid melts and their partitioning between melts and fluid with the results of the investigation of natural deposits makes it possible to evaluate the physicochemical conditions for the formation of tantalum mineralization at the magmatic stage [Chevychelov et al., 2005; Zaraisky et al., 2008].

Rare-metal Li-F granites are peraluminous and their melts have the lowest saturation concentrations of Ta and Nb in comparison with other compositions. Due to the high F content, the solidus temperatures of these granite melts can be reduced by 100 °C or more. The Ta and Nb concentrate in the melt at super- and sub-liquidus conditions, without passing into the fluid and not dissipating in other minerals. Ta and Nb can crystallize as their own phases in particular columbite-tantalite directly from the magmatic melt at close-solidus conditions, when saturation of the melt by these elements is achieved. At colder temperature the concentration of tantalum saturation of rare-metal Li-F granites becomes significantly higher than that of niobium. The formation of tantalum deposits is connected with this regularity (for example, Orlovskoe and Etyka deposits in the Eastern Transbaikalia). The Nb/Ta ratio in the ores of these deposits is less than 1.

Experimental quantitative data on the partitioning of W and Mo between ~1.1M chloride acidified fluid and melts of granodiorite, granite and leucogranite, as well as between ~0.2M fluohydric acid fluid and the same melts have been obtained at P = 100 MPa, T = 950–1000 °C and P = 500 MPa, T = 770–920 °C.

At chloride fluid and P = 100 MPa the increase three times of the partition coefficients of W and Mo between the fluid and the aluminosilicate melt (from ~0.2–0.3 to ~0.6–1.0) was established with change of the melt composition from granodiorite to granitic and leucogranite, which is due to with the decrease in CaO and the increase in SiO_2 in the melt composition. Calcium is capable of retaining W and Mo in the melt in the form of "scheelite-powellite" minal-component, such as $Ca(W,Mo)O_4$, and the SiO_2 facilitates the transition of these metals in the fluid-solution. With the increase of pressure from 100 to 500 MPa the partition coefficients increase more noticeably (up to 4-6 times at granodiorite and leucogranite melts). The resulting partition coefficients for W and Mo practically coincide among themselves within the error of determination.

The main difference between the results for fluoride fluid and for chloride fluid is the decrease 3–4.5 times the Mo partition coefficients (up to ~0.09–0.20) at P = 100 MPa, which is connected with the noticeable increase in Mo in the melt (from ~0.02–0.08 to 0.12–0.16 wt %). At the same time the $^{fluid/melt}D_{Mo}$ coefficients become significantly lower than $^{fluid/melt}D_{W}$ (~0.34–0.80). With increasing pressure to P = 500 MPa the partition coefficients of these metals strongly increase, at P = 500 MPa the $^{fluid/melt}D_{W\ and\ Mo}$ coefficients practically coincide among themselves (~1.6–2.5) and, with the exception of systems with granite melts (~2.4–5), do not differ much from the results for chloride fluids (~0.9–2.7). At fluoride fluid and P = 100 MPa the increase two times $^{fluid/melt}D_{W\ and\ Mo}$ coefficients is found with a change in melt composition from granodiorite and granite to leucogranite, and at P = 500 MPa such increase is not observed.

Our results on the partitioning of rare metals (Ta, Nb, W, Mo) in aqueous fluoride fluid – granite melt systems are compared with experimental data on the partitioning of Sn in the same systems. It is shown that the largest partition coefficients are for W (~0.3–0.8) and Mo (~0.1–0.2), the smallest $^{fluid/melt}D$ coefficients are characteristic for Ta (~0.004) and Nb (~0.011), and the partition coefficient for Sn occupies an intermediate position, varying from ~0.004 to ~0.1 according to the data of different authors [Keppler, Wyllie, 1991; Duc-Tin et al., 2007; Hu et al., 2008; etc.].

The partition coefficients of W and Mo between the fluid and the melt increase with the change of the melt composition from granodiorite to granite and leucogranite. These results are in good agreement with the geological data on the genetic connection of greisen deposits of W and Mo with leucogranites and with hydrothermal-metasomatic, but not magmatic process of their formation. Experimental data show that at the accumulation of W and Mo in the residual melts, the saturation by these components is usually not achieved. Due to the large enough $^{fluid/melt}D$ coefficients, appreciable amounts of these metals are went in the separating fluid, and the W and Mo of remaining in the melt are dispersed as impurities in rock-forming minerals of granites. Therefore the greisen deposits of these

metals are formed by hydrothermal way, and not magmatic way. At the same time the Ta and Nb do not leave the silicate melt during the separation of hydrothermal fluids and remain in the melt even in the case of segregation with the separation of the metallophilic salt fluoride melt.

According to experimental data for greisen deposits of tungsten and molybdenum there aren't the difficulties with hydrothermal transport and the ore formation of these metals, since their partition coefficients between the fluid and leucogranite melt vary over the range ~0.1–1.0, and their solubilities in aqueous salt fluids are quite high (at T = = 300–600 °C they are at the level of 10^{-2}–10^{-4} mol/kg H_2O and have the positive temperature dependence). For their deposition from solutions the simple decrease in temperature is sufficient. Mass transfer and deposition of rare metals (W, Mo, Be and Sn), characteristic for greisen deposits, mainly occurs with the participation of acid chloride-fluoride postmagmatic solutions, which separated from the magmatic melt at the stage of melt differentiation to the level of leucogranite and Li-F-granite.

This work was supported by the RFBR grant No. 15-05-03393-a and the program of the ONZ RAS "Comprehensive researches on topical problems of Earth sciences".

REFERENCES

Borodulin G.P., Chevychelov V.Yu., Zaraysky G.P. Experimental study of partitioning of tantalum, niobium, manganese, and fluorine between aqueous fluoride fluid and granitic and alkaline melts // Doklady Earth Sciences. 2009. Vol. 427. No 5. P. 868-873.

Chevychelov V.Yu. Partitioning of volatile, rock-forming and ore components in magmatic systems: experimental study. Abstract of dissertation for the degree of Doctor of geological and mineralogical sciences. 2013. Moscow. 62 p. (In Russian)

Chevychelov V.Yu., Borodulin G.P., Zaraisky G.P. Solubility of columbite, $(Mn,Fe)(Nb,Ta)_2O_6$, in granitoid and alkaline melts at 650–850 °C and 30–400 MPa: an experimental investigation // Geochemistry International. 2010. Vol. 48. No 5. P. 456-464.

Chevychelov V.Yu., Zaraisky G.P., Borisovsky S.E., Borkov D.A. Effect of melt composition and temperature on the partitioning of Ta, Nb, Mn and F between granitic (alkaline) melt and fluorine-bearing aqueous fluid: fractionation of Ta and Nb and conditions of ore formation in rare-metal granites // Petrology. 2005. Vol. 13. No 4. P. 305-321.

Duc-Tin Q., Audetat A., Keppler H. Solubility of tin in (Cl,F)-bearing aqueous fluids at 700 °C, 140 MPa: A LA-ICP-MS study on synthetic fluid inclusions // Geochim. Cosmochim. Acta. 2007. V. 71. No 13. P. 3323-3335.

Hess P.C. The role of high field strength cations in silicate melts. In: Perchuk L.L., Kushiro I. (Eds.), Physical Chemistry of Magmas. Adv. Phys. Geochem. V. 9. Chapter 5. 1991. Springer-Verlag. P. 152-191.

Hu X., Bi X., Hu R., Shang L., Fan W. Experimental study on tin partition between granitic silicate melt and coexisting aqueous fluid // Geochem. J. 2008. V. 42. P. 141-150.

Keppler H., Wyllie P.J. Partitioning of Cu, Sn, Mo, W, U, and Th between melt and aqueous fluid in the systems haplogranite–H_2O–HCl and haplogranite–H_2O–HF // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V. 109. P. 139-150.

Zaraisky G.P. Formation conditions of rare-metal deposits related to granitoid magmatism. In.: Starostin V.I. (ed.). Smirnov volume-2004. Moscow: Smirnov Foundation. 2004. P. 105-192. (In Russian)

Zaraisky G.P., Aksyuk A.M., Devyatova V.N., Udoratina O.V., Chevychelov V.Yu. Zr/Hf ratio as an indicator of fractionation of rare-metal granites by the example of the Kukulbei complex, Eastern Transbaikalia // Petrology. 2008. V. 16. No 7. P. 710-736.

ВЕНД-КЕМБРИЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА: ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ, ИСТОЧНИКИ, ПРОБЛЕМЫ

Шардакова Г.Ю.

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия, shardakova@igg.uran.ru

Геологическая изученность Урала позволяет проследить пространственно-временную эволюцию геодинамических обстановок от докембрия до конца палеозоя и далее. Установлено, что все стадии цикла Вильсона на Урале имели место, возможно, даже дважды [Пучков, 2010; Иванов и др., 2014]. Существуют временные интервалы, для которых данные по литологии, стратиграфии, петрологии магматических и метаморфических пород трудно трактовать однозначно. В частности, для венда-начала кембрия этапы эволюции окраины Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и ее обрамления, где впоследствии сформировался Уральский ороген, трактуются по-разному. Возможных вариантов несколько, главные из них таковы (очень кратко). 1) Импульсы в рамках длительного рифтогенеза (рифей) в краевой части ВЕП. 2) Развитие Уральского океана (и последующего одноименного орогена) на месте более ранних структур Протоуральского океана, который закрылся в венде-кембрии, на его месте возник Тиманский ороген (завершился первый цикл Вильсона?). 2) Океан к востоку от ВЕП существовал, начиная с рифея, и окончательно закрылся после середины карбона. При этом протяженная континентальная окраина на разных участках могла быть как активной, так и пассивной [Зоненшайн и др., 1990; Scarrow et al., 2001; Пучков, 2010; Самыгин и др., 2010; и др.].

В последнее десятилетие на западном склоне Урала активно исследуются и датируются гранитоидные комплексы, возраст которых лежит в указанном в заголовке временном интервале. Они имеются на разных широтах от Полярного до Южного Урала, приурочены преимущественно к древним блокам, представляющим собой аккретированные к ВЕП образования или ее краевые участки, в которых прослеживаются породы фундамента. В пределах Собского поднятия выделен полярноуральский комплекс гранитоидов, время образования которых 593–539 (до 477) млн. лет (U-Pb) [Куликова и др., 2012]. По петрогеохимическим одни члены комплекса (Харбейский массив), отвечают типичным внутриплитным образованиям, относятся к А-гранитам, другие (Ингилорский массив) попадают в поля гранитоидов вулканических дуг Обзор вендских датировок по гранитам Полярного Урала приведен в работе [Соболева и др., 2012]. Автором установлено, что самыми древними являются граниты массива Южный (660–632 млн лет). Геохимические параметры сближают их с надсубдукционными образованиями. В пределах Ляпинского антиклинория целый ряд массивов имеет датировки (U-Pb) в диапазоне 632–578, 557–518 млн лет [Кузнецов и др., 2007; и др.] и неоднозначную геодинамическую природу. Некоторые из них близки к орогенным сериям. С другой стороны, на Приполярном и Полярном Урале типичные рифтогенные вулканиты риолит-базальтовых ассоциаций (атертумпская толща, пожемский комплекс), имеют возраста 560–500 млн лет [Петров и др., 2013].

В Ишеримском блоке и лежащем южнее Кваркушско-Каменногорском антиклинории Г.А. Петровым изучены граниты и их вулканогенные комагматы, имеющие возраст 560–530 и 620–581 млн лет (U-Pb), соответственно [Петров и др., 2005; Петров и др., 2014], которые, по мнению автора, близки к надсубдукционным сериям.

Следы венд-кембрийских тектоно-магматических событий прослежены и в пределах северной части Салатимской зоны смятия (западнее ГУР): возраст граносиенитов Крив-Вагранского массива составляет 639 ± ± 32 млн лет (Rb-Sr) [Коровко и др., 2017]. По возрасту и составу это почти полный аналог Троицкого массива (Кваркуш) [Ронкин и др., 2007].

На Среднем Урале, в пределах Уфалейского блока (западнее ГУР) возраст 579–533 (Ar-Ar, Rb-Sr) млн лет имеют породы битимского комплекса (Никольский массив). Венд-кембрийский возраст метаморфизма зафиксирован и докембрийских гранито-гнейсах и амфиболитах центральной части структуры. В Башкирском мегантиклинории в контурах Кусинско-Копанской интрузии присутствуют плагиогранитоиды с возрастом около 600 млн лет. В восточной части данного сегмента датировки 540–510 млн лет (U-Pb) имеют гранитогнейсы юрминского комплекса. Все венд-кембрийские образования Уфалейского блока и Башкирского мегантиклинория имеют петрогеохимические параметры, промежуточные между рифтогенными (внутриплитными) и орогенными гранитоидами [Шардакова, 2016; 2016а; Холоднов и др., 2006, 2016]. Напротив, в самых южных секторах зоны сочленения Урала с ВЕП (на юге зоны Уралтау) и в Эбетинской антиформе), установлены [Самыгин и др., 2010] граниты с возрастом (U-Pb) 543 и 577 млн лет, имеющие надсубдукционную гео-

химию. Авторы данной работы связывают их формирование с существованием вендской конвергентной окраины. Последние датировки по гранитам Артлышского массива (запад Уралтау), описанного в работе [Рыкус и др., 2002] как надсубдукционный тип, также дают его венд-кембрийский возраст– 546 млн лет [Краснобаев и др., 2013]

Обзор приведенных выше датировок и петрогеохимических данных позволяет заключить следующее. Протяженная и сложнопостроенная зона сочленения Урала с ВЕП в интервале (верхний рифей)-венд-кембрий развивалась нестабильно. Даже в пределах отдельных сегментов (Собского, Ляпинского, Кваркушско-Каменногорского, Уфалейского, Башкирского) сходные по минеральному составу породы имеют различные геохимические характеристики, иногда не позволяющие четко идентифицировать геодинамический режим. Это указывает на очень активное течение тектоно-термальных процессов в указанный временной интервал. По мнению [Кузнецов и др., 2007; Куликова и др., 2012], возрастные и петрогеохимические особенности гранитоидов Полярного, Приполярного и Северного Урала указывают на то, что в венде-кембрии могли существовать и сменяться разные геодинамические обстановки. Свидетелями субдукции под Большеземельскую активную окраину Арктиды в интервале 700-560 млн. лет являются гранитоиды (и их комагматы) с надсубдукционными геохимическими параметрами. Граниты с возрастом 560–515 млн лет маркируют столкновение Тиманской пассивной окраины Балтики с Большеземельской активной окраиной Арктиды (орогенез). Далее (565–500 млн лет) имели место фазы локального раздвига континентальной коры, которые могли быть инициированы отрывом слэба. В южной части зоны сочленения Урала с ВЕП (зоне Уралтау и Эбетинской структуре) на фоне рифтогенных образований также предполагается существование фрагментов активной окраины и островных дуг. В пределах Уфалейского блока и Башкирского мегантиклинория эпизоды рифтогенеза проявлялись многократно, начиная с 1700 млн лет [Пучков, 2010; и др.]. Во время некоторых импульсов мог происходить полный разрыв сплошности континентальной коры (что могло быть вызвано и действием астеносферного диапира). Поэтому граниты вендского возраста в Уфалейском блоке имеют низкое первичное отношение Sr (0.703389) и геохимические характеристики, промежуточные между рифтогенными и орогенными образованиями [Шардакова, 2016].

В это время в древнем палеоокеане (восточнее ВЕП), вероятно, существовали зоны субдукции [Зоненшайн и др., 1990; Пучков, 2010; и др.]. С их развитием связано формирование аккреционных блоков разного состава и возраста. Некоторые террейны, оторванные от края ВЕП в начале континентального рифтинга, сталкивались, возможно, даже частично блокировали зоны субдукции. И во время замедления процесса субдукции и/или рифтинга (на краю ВЕП), такие сгруженные блоки вовлекались в сдвиговые движения, формируя участки трансформной окраины. Вероятно, повторяющиеся неоднократно во времени (и в пространстве) процессы рифтогенеза в краю ВЕП, относительные сдвиговые перемещения оторванных и/или аккретированных блоков и импульсы остаточной субдукции могли производить в венде-начале кембрия магматические серии, имеющие различные геохимические и изотопные параметры. Именно поэтому на протяженной границе Урала с ВЕП обнаруживаются граниты А-типа с рифтогенными характеристиками, породы с надсубдукционной геохимией, а также серии, имеющие признаки как внутриплитных, так и орогенных образований. Все это – результат быстрой смены геодинамических режимов и разной степени взаимодействия вещества коры и мантии в ходе сложной геологической истории.

ЛИТЕРАТУРА

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.

Иванов К.С., Конторович В.А., Пучков В.Н., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В. Тектоника Урала и фундамент западной Сибири: основные черты геологического строения и развития // Региональная геология. 2014. Т. 2. С. 22-35.

Коровко А.В., Бородина Н.С., Солошенко Н.Г., Стрелецкая М.В., Вишнякова М.Д. О возрасте Крив-Вагранского сиенитового массива (Салатимская зона смятия, Северный Урал) // XX чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: ПГУ, 2017. С. 120-126.

Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. Цирконы и цирконовая геохронология гранитов Новоусмановского (Артлышского) массива (Южный Урал) // Геологический сборник-2013. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 2013. С. 24-34.

Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В., Андреичев В.Л., Дорохов Н.С. Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Часть 2. Позднедокембрийско-кембрийская коллизия Балтики и Арктиды // Литосфера. 2007. № 4. С. 32-45.

Куликова К.В., Удоратина О.В., Шуйский А.С. Гранитоиды полярноуральского комплекса: состав и геотектоническая позиция // Современные проблемы геохимии. Всероссийское совещание к 95-летию со дня рождения акад. Л.В. Таусона. Т. 2. Иркутск: СО РАН, 2012. С. 155-157.

Петров Г.А., Маслов А. В., Ронкин Ю. Л. Новые данные по геохимии и возрасту допалеозойских магматических комплексов Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 275-283.

Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Гердес А., Тристан Н.И., Ильясова Г.А., Синдерн С., Маслов А.В. Наиболее древняя магматическая формация уралид на Северном Урале // ДАН. 2013. Т. 453. № 5. С. 519-521.

Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Тристан Н.И., Гердес А., Маслов А.В. Новые данные о составе и возрасте гранитов Ишеримского антиклинория и положение границы тиманид на Северном Урале // ДАН. 2014. Т. 459. № 6. С. 721-725.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: Даурия, 2010. 280 с.

Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Петров Г.А., Матуков Д.И., Суслов С.Б., Синдерн С., Крамм У., Лепихина О.П.. In Situ U-Pb (SHRIMP) – датирование цирконов граносиенитов Троицкого массива Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория, Средний Урал // ДАН. 2007. Т. 412. № 1. С. 1-6.

Рыкус М.В., Сначев В.И., Насибуллин Р.А.,. Рыкус Н.Г, Савельев Д.Е. Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части зоны Уралтау. Уфа, 2002, 266 с.

Самыгин С.Г., Белова А.А., Рязанцев А.В., Федотова А.А. Фрагменты вендской конвергентной окраины на Южном Урале // ДАН. 2010. Т. 432(5). С. 644-649.

Удоратина О.В., Кузнецов Н.Б., Андреичев В.Л., Посохов В.Ф. Изотопно-геохронометрические системы в гранитоидах Собского массива (Полярный Урал) // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. М: ИГЕМ РАН, 2012. С. 356-358.

Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Шардакова Г.Ю., Бородина Н.С., Шагалов Е.С. Гранитоидный магматизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы (Ю. Урал). Литосфера. 2006. № 3. С. 3-28.

Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Шагалов Е.С., Шардакова Г.Ю. Рифейский магматизм и рудообразование, предшествующие раскрытию Уральского палеоокеана (западный склон Южного Урала). Литосфера. 2017. № 2. С. 5-26.

Шардакова Г.Ю. Гранитоиды Уфалейского блока: геодинамические обстановки, возраст, источники, проблемы // Литосфера. 2016. № 4. С. 133-137.

Шардакова Г.Ю. Геохимические особенности и изотопный возраст гранитоидов Башкирского мегантиклинория – свидетельства импульсов эндогенной активности в зоне сочленения Уральского орогена с Восточно-Европейской платформой // Геохимия. 2016а. № 7. С. 607-622.

Scarrow J.H., Pease V., Fleutelot C., Dushin V. The Late Neoproterozoic Enganepe ophiolite, Polar Urals, Russia: an extension of the Cadomian arc. Precambrian Research. 2001. V. 110. P. 255-275.

VENDIAN-CAMBRIAN GRANITOIDS OF THE WESTERN SLOPE OF THE URALS: FEATURES OF THE COMPOSITION, GEODYNAMIC SETTINGS, SOURCES, PROBLEMS

Shardakova G.Yu.

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, Ekaterinburg, Russia,
shardakova@igg.uran.ru

The geological study of the Urals allows tracing the spatio-temporal evolution of the geodynamic settings from the Precambrian to the end of the Paleozoic and later. It was established all the stages of the Wilson cycle in the Urals took place, possibly even twice [Puchkov, 2010; Ivanov et al., 2014]. During a few time intervals data on lithology, stratigraphy, and petrology of igneous and metamorphic rocks difficult to compare. In particular, for the Vendian-beginning of the Cambrian, the stages of the evolution of the margin of the East European Platform (VEP) and its frame, where the Ural orogen subsequently formed, are interpreted by different ways. There are several possible opinions. 1) Impulses of rifting (Riphean) in the marginal part of the VEP. 2) The development of the Uralian Ocean (and the subsequent orogen) on the place of the earlier structures of the Protouralian Ocean, which was closed in the Cambrian-Vendian, replaced the Timan orogen (the first cycle of Wilson was completed). 2) The ocean to the east of the VEP existed, beginning with the Riphean, and finally closed after the Middle Carboniferous. At the same time, the extended continental margin at different parts could be either active or passive [Zonenshain et al., 1990; Scarrow et al., 2001; Puchkov, 2010; Samygin and others, 2010; etc.].

In the last decade on the western slope of the Urals, granitoid complexes of this time interval were actively investigated and dated. There are at different latitudes from Polar to the Southern Urals, placed mainly to ancient blocks, which are accreted to the VEP terreins or its marginal parts, where the basement rocks are exposed. Within the Sobsky uplift, the Polar and Uralian complex of granitoids has been identified, their time generation is 593–539 (up to 477) Ma (U-Pb) [Kulikova et al., 2012]. Some members of ones (the Kharbei massif) correspond to typical intraplate formations, refer to A granites, others (the Ingilor massif) fall into the fields of granitoids of volcanic arcs.

An overview of the Vendian datings for the granites of the Polar Urals is given in [Soboleva et al., 2012]. Most ancient granites are the rocks of the Southern massif (660–632 Ma). On geochemical parameters they are similar to suprasubduction formations. Within the Lyapinsky anticlinorium, some massifs have ages (U-Pb) in the range of 632–578, 557–518 Ma [Kuznetsov et al., 2007; etc.] and ambiguous geodynamic nature. Some of them are close to orogenic series. On the other hand, in the Subpolar and Polar Urals, typical riftogenic volcanics of rhyolite-basaltic associations (the Attertump series, the Pozhem complex) have ages 560–500 Ma [Petrov et al., 2013].

In the Isherim block and Kvarkush-Kamennogorsk anticlinorium, GA Petrov was dated granites and their volcanogenic analogues as 560–530 and 620–581 Ma (U-Pb), respectively [Petrov et al., 2005; Petrov et al., 2014]. In his opinion, they are close to the suprasubduction series.

The traces of the Vendian-Cambrian tectonic magmatic events are also in the northern part of the Salatim fold zone (western part of the Main Uralian Fault (MUF): the age of the granosyenites of the Kriv-Vagransky massif is 639 ± 32 Ma (Rb-Sr) [Korovko et al., 2017]. By age and composition it is almost a complete analogue of the Troitsk massif (Kvarkush) [Ronkin et al., 2007].

In the Middle Urals, in the Ufaley block (to the west from the MUF), the age 579–533 Ma (Ar-Ar, Rb-Sr) has the rocks of the Bitim complex (the Nikolsky massif). The Wend-Cambrian age of metamorphism is also fixed in Precambrian granite-gneisses and amphibolites of the central part of the structure. In the Bashkir meganticlinorium, in frames of the Kusa-Kopan intrusion there are plagiogranitoids with age of about 600 Ma. In the eastern part of this segment the age of granite-gneisses of the Jurma complex is 540–510 Ma (U-Pb). Petrogeochemical parameters for all the Vendian-Cambrian formations of the Ufaley block and Bashkir meganticlinorium are intermediate between riftogenic (intraplate) and orogenic granitoids [Shardakova, 2016, 2016a; Kholodnov et al., 2006, 2016]. On the contrary, in the southernmost sectors of the junction zone of the Urals and VEP (in the south of the Uraltau zone) and in the Ebeta antiform, there are granites with age (U-Pb) of 543 and 577 Ma and supersubduction geochemistry [Samygin et al., 2010]. The authors of this work connect their generation with the existence of the Vendian convergent margin. The modern dating of granites of the Artysh massif (suprasubduction type) (west of Uraltau), described in [Rykus et al., 2002] also gives the Vendian-Cambrian age – 546 Ma [Krasnobaev et al., 2013].

An overview of dating and petrogeochemical data allows to conclude the following. The extended and geterogeneous junction zone between the Urals and the VEP in the interval (Upper Riphean)-Vendian-Cambrian have the unstable evolution. Even within individual segments (yhe Sobski, Lyapinsky, Kvarkush-Kamennogorsk, Ufaley, Bashkirian uplifts), similar in composition rocks have different geochemical characteristics, which sometimes is not allowing to clearly identify the geodynamic regimes. This fact indicates to very high tectono-thermal activity during the noted time interval. In the opinion of [Kuznetsov et al., 2007; Kulikova et al., 2012], age and petrogeochemical features of the granitoids of the Polar, Cis-Polar and Northern Urals indicate that different geodynamic conditions could exist and be replaced in the Vendian-Cambrian time. Witnesses of subduction to the Bolshezemelsk active margin of the Arctic are granitoids and their volcanic analogues (700–560 Ma) with suprasubduction geochemical parameters. Granites with the age of 560–515 Ma mark the collision of the Timan passive margin of the Baltic with the Bolshezemelsk active margin of the Arctic. Then (565–500 Ma), the phases of local spreading of the continental crust took place, whey could be initiated by the detachment of the slab. In the southern part of the junction zone between of the Urals and the VEP (the Uraltau and Ebeta) along of riftogenic formations, fragments of the active margins and island arcs are also expected. In the Ufaley block and the Bashkir meganticlinorium, episodes of rifting took place repeatedly, beginning from 1700 Ma [Puchkov, 2010; etc.]. During some impulses, a complete break of the continental crust (by the action of the asthenospheric diaper?) could occur. Therefore, the Vendian granites of the Ufaley block have a low initial Sr-ratio (0.703389) and their geochemical characteristics are intermediate between riftogenic and orogenic series [Shardakova, 2016].

At that time, in the ancient paleoocean (from the east to the VEP), there were probably subduction zones [Zonenshayn et al., 1990; Puchkov, 2010; etc.]. The formation of accretion blocks of different composition and ages was connected with the evolution of this process. Some terranes, break away from the edge of the VEP at the beginning of continental rifting, may even partially blocked the subduction zones. During the slowdown of the subduction and/or rifting process (on the edge of the VEP), such loaded blocks were involved in shear movements, forming parts of the transform margin. Probably, the processes of rifting in the VEP edge repeatedly in time (and in space), relative shift displacements of detached and/or accreted blocks and residual subduction impulses could produce magmatic series (in the Vendian-Cambrian) with different geochemical and isotopic parameters. That is why on the extended boundary of the Urals with VEP, we are observed the granites (A-type) with riftogenic characteristics, rocks with suprasubduction geochemistry, as well as series with featites of within-plate and orogenic genesis. It could be the result of a rapid change of geodynamic settings and a different degree of interaction between the material of the crust and mantle during a complicate geological history.

REFERENCES

Zonenshayn L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M. Tectonics of lithospheric plates of the territory of the USSR. Part 1. M: Nedra, 1990. 328 p.

Ivanov K.S., Kontorovich V.A., Puchkov V.N., Fedorov Yu.N., Erokhin Yu.V. Tectonics of the Urals and the foundation of Western Siberia: the main features of the geological structure and development // Regional Geology. 2014. T. 2. P. 22-35.

Korovko A.V., Borodina N.S., Soloshenko N.G., Streletskaya M.V., Vishnyakova M.D. On the age of the Kriv-Vagran syenite massif (Salatim fold zone, Northern Urals) // XX readings of Chirvinsky memory. Perm: PSU, 2017. P. 120-126.

Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V. Zircons and zircon geochronology of the Novousmanovo (Artysh) granite massif (Southern Urals) // Geological Earbook-2013. Ufa: IG UD RAS, 2013. P. 24-34.

Kuznetsov N.B., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Gertseva M.V., Andreichev V.L., Dorokhov N.S. The Pre-Uralian tectonic evolution of the northeastern and eastern framework of the East European platform. Part 2. Late Precambrian-Cambrian collision of the Baltica and Arctida // Lithosphere. 2007. № 4. P. 32-45.

Kulikova K.V., Udoratina O.V., Shuisky A.S. Granitoids of the Polar Ural complex: composition and geotectonic position // Contemporary problems of geochemistry. The All-Russian Conference on the 95th Anniversary of L.V.Tauson. T. 2. Irkutsk: SB RAS, 2012. P. 155-157.

Petrov G.A., Maslov A.V., Ronkin Yu. L. New data on the geochemistry and age of pre-Palaeozoic magmatic complexes of the Kvarkusk-Kamennogorsk meganticlinorium // Yearbook-2004. Ekaterinburg: IGG UB RAS, 2005. P. 275-283.

Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Gerdes A., Tristan N.I., Ilyasova G.A., Sindern S., Maslov A.V. The oldest magmatic formation of Uralids in the Northern Urals // Doklady Academii Nauk. 2013. V. 453. № 5. P. 519-521.

Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Tristan N.I., Gerdes A., Maslov A.V. New data on the composition and age of the granites of the Ishirim anticlinorium and the position of the Tymanid boundary in the Northern Urals. Doklady Acad. Nauk. 2014. T. 459. № 6. P. 721-725.

Puchkov V.N. Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa: Dauria, 2010. 280 p.

Ronkin Yu.L., Maslov A.V., Petrov G.A., Matukov D.I., Suslov S.B., Sindern S., Kramm U., Lepikhina O.P. In Situ U-Pb (SHRIMP) – dating of zircons of granosyenites of the Troitsk massif of the Kvarkushsko-Kamennogorsk meganticlinorium, Middle Urals. Doklady Acad. Nauk. 2007. T. 412. № 1. P. 1-6.

Rykus M.V., Snachov V.I., Nasibullin R.A.,. Rykus N.G., Savelyev D.E. Sedimentation, magmatism and ore content of the northern part of the Urtaltau zone. Ufa, 2002, 266 p.

Samygin S.G., Belova A.A., Ryazantsev A.V., Fedotova A.A. Fragments of the Vendian convergent margins in the Southern Urals // Doklady Akad. Nauk. 2010. T. 432(5). P. 644-649.

Udoratina O.V., Kuznetsov N.B., Andreichev V.L., Posokhov V.F. Isotope-geochronometric systems in the granitoids of the Sobskoy massif (Polar Urals) // Geochronometric isotope systems, methods of their study, chronology of geological processes. M: IGEM RAS, 2012. P. 356-358.

Kholodnov V.V., Fershtater G.B., Shardakova G.Yu., Borodina N.S., Shagalov E.S. Granitoid magmatism of the zone of articulation of the Urals and the East European Platform (Yu. Ural). Lithosphere. 2006. № 3. P. 3-28.

Kholodnov V.V., Fershtater G.B., Shagalov E.S., Shardakova G.Yu. Riphean magmatism and ore formation that preceded the discovery of the Ural paleoocean (western slope of the Southern Urals). Lithosphere. 2017. No. 2. C. 5-26.

Shardakova G.Yu. Granitoids of the Ufaley block: geodynamic conditions, age, sources, problems // Lithosphere. 2016. № 4. P. 133-137.

Shardakova G.Yu. Geochemical features and isotope age of granitoids of the Bashkir megantiklinorium – evidences of impulses of endogenous activity in the zone of articulation of the Uralian orogen with the East European platform // Geochemistry. 2016a. No. 7. C. 607-622.

Scarrow J.H., Pease V., Fleutelot C., Dushin V. The Late Neoproterozoic Enganepe ophiolite, Polar Urals, Russia: an extension of the Cadomian arc. Precambrian Research. 2001. V. 110. P. 255-275.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЩЕЛОЧНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И МЕТАСОМАТИТОВ РЯБИНОВОГО МАССИВА (ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ) НА ОСНОВЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО (U-Pb, REE) ИССЛЕДОВАНИЯ ЦИРКОНА

Шатова Н.В., Скублов С.Г.**, Мельник А.Е.**, Шатов В.В.*, Молчанов А.В.*, Терехов А.В.*, Сергеев С.А.**

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия
**Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия;
Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия,
shatova_nadejda88@list.ru, skublov@yandex.ru

Обсуждаются новые данные по геохронологии щелочных магматических пород и связанных с ними метасоматитов Рябинового сиенитового массива (Южная Якутия), полученные на основе использования современных прецизионных изотопно-геохронологических (U-Pb, SHRIMP II) и геохимических (REE + TE, SIMS) методов исследования циркона. Показано, что радиологический возраст кристаллизации эгирин-авгитовых щелочнополевошпатовых сиенитов алданского плутонического комплекса 142–143 млн лет, а щелочных лампрофиров и эруптивных брекчий с лампроитовым цементом тобукского гипабиссального комплекса 136–141 млн лет. Сиенит-порфиры дайковой серии алданского комплекса показали радиологический возраст 133 ± 5 млн лет. Высокотемпературные эгириновые фельдшпатиты сформировались 132 ± 2 млн лет назад, а сменяющие их во времени околорудные гумбеиты (qtz + kfs + ser/ms + ank +/– bar) 125–133 млн лет. Температура кристаллизации циркона из сиенитов алданского комплекса, определенная по «Ti-в-цирконе» геотермометру, оценивается значением 830 °С, сиенит-порфиров дайковой серии этого же комплекса – 880 °С. Температура кристаллизации циркона из эгириновых фельдшпатитов – 560–600 °С, а из околорудных гумбеитов приблизительно 650 °С. Изучение распределения содержаний REE в цирконах показало, что цирконы из фельдшпатитов менее обогащены суммой REE (от 30 до 1000 г/т) по сравнению с цирконами из ореолов гумбеитизации, в которых содержание суммы REE от 1500 до 7000 г/т, что сопоставимо с уровнем накопления этих элементов в акцессорных цирконах из исходных магматических пород алданского (400–7000 г/т) и тобукского (300–3000 г/т) комплексов.

ЛИТЕРАТУРА

Дворник Г.П. Серицит-микроклиновые метасоматиты и золотое оруденение Рябиновского рудного поля (Алданский щит) // Литосфера. 2009. № 2. С. 56-66.

Дворник Г.П. Метасоматизм и золотое оруденение калиевых щелочных массивов (на примере Центрально-Алданской щелочной провинции). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2014. 329 с.

Кочетков А.Я., Пахомов В.Н., Попов А.Б. Магматизм и метасоматизм Рябинового рудоносного щелочного массива (Центральный Алдан) // Магматизм медно-молибденовых рудных узлов. Новосибирск: Наука, 1989. С. 79-110.

Скублов С.Г. Распределение редкоземельных и редких элементов в цирконах из миаскитовых лампроитов Панозерского комплекса Центральной Карелии / С.Г. Скублов, С.Б. Лобач-Жученко, Н.С. Гусева, И.М. Гембицкая, Е.В. Толмачева // Геохимия. 2009. № 9. С. 958-971.

Tera F., Wasserburg G.J. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks // Earth Planet. Sci. Lett. 1972. Vol. 14. P. 281-304.

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. Vol. 151. P. 413-433.

Wetherill G.W. Discordant uranium-lead ages // Trans. Amer. Geophys. Union. 1956. Vol. 37. P. 320-326.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe / Eds. by M.A. McKibben, W.C. Shanks III and W.I. Ridley // Applications of microanalytically techniques to understanding mineralizing processes. Rev. Econ. Geol. 1998. Vol. 7. P. 1-35.

GEOCHRONOLOGY OF ALKALINE MAGMATIC ROCKS AND METASOMATITES OF THE RYABINOVY STOCK (SOUTH YAKUTIA) BASED ON ZIRCON ISOTOPIC AND GEOCHEMICAL (U-Pb, REE)

Shatova N.V., Skublov S.G.**, Melnik A.E.**, Shatov V.V.*, Molchanov A.V.*, Terekhov A.V.*, Sergeev S.A.**

*A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia
**Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia; Saint-Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russia,
shatova_nadejda88@list.ru , skublov@yandex.ru

New data on the geochronology of alkaline magmatic rocks and associated metasomatites of the Ryabinovy stock (South Yakutia) is based on U-Pb isotopic (SHRIMP II) and geochemical (REE + TE, SIMS) investigations of zircons. Geochronological age of crystallization of aegirine-augite alkali-feldspar syenites of the plutonic Aldan Complex is 142–143 Ma, whereas alkaline lamprophyres and eruptive breccias with lamproitic matrix of the hypabyssal Tobuk Complex were formed in the age range of 136–141 Ma. Syenite-porphyries of dyke series of the Aldan Complex Yielded a crystallization age of 133 ± 5 Ma. Hightemperature aegirine-bearing feldspathic alteration was formed in the age range of 132 ± 2 Ma, whereas its replacement by gumbeitic (qtz + kfs + ser/ms + ank +/– bar) alteration dates at 125–133 Ma. Temperature of zircon crystallization of syenites of the Aldan Complex, revealed by «Ti in zircon» geothermometer, is estimated at 830 °C and of syenite-porphyry at 880 °C. Temperature of zircon crystallization of aegirinebearing feldspathic altered rocks varies from 560 to 600 °C, whereas temperature of zircon crystallization of gumbeitic wallrock alteration is approximately 650 °C. Zircons from feldspathic altered rocks are less enriched in REE (from 30 to 1000 ppm) than zircons from haloes of gumbeitic alteration. REE contents in zircons from gumbeites vary from 1500 to 7000 ppm, comparable with the values of REE concentrations in accessory zircons from initial magmatic alkaline rocks of the Aldan (400–7000 ppm) and Tobuk (300–3000 ppm) complexes, respectively.

REFERENCES

Dvornik G.P. Sericite-microcline metasomatites and gold mineralization of the Rybinovoe ore field (Aldan Shield). Litosfera. 2009. No 2. P. 56-66. (In Russian)

Dvornik G.P. Metasomatizm i zolotoe orudenenie kalievyh shchelochnyh massivov (na primere Central'noAldanskoy shchelochnoy provincii [Metasomatites and gold mineralization of high potassium alkaline massifs (example from Central Aldan alkaline province)]. Ekaterinburg: UGGU Publishing House. 2014. 329 p.

Kochetkov A.Ya., Pakhomov V.N., Popov A.B. Magmatism and metasomatism of the Ryabinovy alkaline ore-bearing massif (Central Aldan). Magmatism of copper-molybdenum ore knots. Novosibirsk: Nauka. 1989. P. 79-110. (In Russian)

Skublov S.G. Geochemistry of rare-earth elements in metamorphic rock-forming minerals. St. Petersburg: Nauka. 2005. 147 p.

Tera F., Wasserburg G.J. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks // Earth Planet. Sci. Lett. 1972. Vol. 14. P. 281-304.

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. Vol. 151. P. 413-433.

Wetherill G.W. Discordant uranium-lead ages // Trans. Amer. Geophys. Union. 1956. Vol. 37. P. 320-326.

Williams I.S. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe / Eds. by M.A. McKibben, W.C. Shanks III and W.I. Ridley // Applications of microanalytically techniques to understanding mineralizing processes. Rev. Econ. Geol. 1998. Vol. 7. – P. 1–35.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ КИСЛЫХ МАГМ ПО ДАННЫМ О ГОРЯЧЕЙ ГЕТЕРОГЕННОЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ

Шкодзинский В.С.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия,
shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

Результаты изучения анатектических мигматитов, эксперименты по плавлению перидотитов и выполненные расчеты [Шкодзинский, 1985] показали, что частичное плавление, вопреки общепринятым представлениям, не приводит к отделению расплавов и к образованию магм вследствие в миллионы раз большей вязкости слабо подплавленных пород по сравнению с расплавами. Существование трендов магматического фракционирования в мантийных ксенолитах из кимберлитов и в раннедокембрийских кристаллических комплексах, уменьшение изотопного возраста и температуры образования различных по составу пород в них в соответствии с последовательностью формирования при фракционировании указывают на горячую аккрецию Земли и на образование земной коры и мантии в результате дифференциации глобального океана магмы. Это подтверждается присутствием в древнейших кристаллических комплексах низких геотермических градиентов (2.0–3.5 °/км), близких к адиабатическим градиентам для расплавов (0.3 °/км). Признаки резкой химической неравновесности мантийных пород с металлическим железом свидетельствуют о более раннем образовании земного ядра по сравнению с мантией в результате быстрого слипания железных частиц в протопланетном диске под влиянием мощных магнитных сил [Harris, Tozer, 1967] и о гетерогенной аккреции нашей планеты.

Такой ее генезис впервые позволяет убедительно объяснить происхождение кислых и других магм. Выполненные расчеты [Шкодзинский, 2014] показали, что выпадавшие на ядро силикатные частицы плавились в результате импактного тепловыделения. Придонные части возникшего океана магмы кристаллизовались под влиянием роста давления образующихся его верхних частей и сформировали в основном из кумулатов породы нижней мантии, а из различных по составу остаточных расплавов – магматический океан. Эти расплавы и недифференцированные импактные мафические магмы располагались в соответствии со своей плотностью и сформировали слоистость в магматическом океане. Повышение основности с глубиной привело к возрастанию плотности расплава (от 2.3 до 2.8 г/см^3) в этом направлении. Поэтому в магматическом океане при остывании не возникала обширная конвекция и он длительно затвердевал сверху вниз в результате кондуктивных теплопотерь.

Быстрая аккреция крупных тел железа резко сократила масштабы рассеивания импактного тепла за счет излучения при формировании земного ядра, обусловила изначально более высокую температуру его по сравнению с позже формировавшейся силикатной мантией и объясняет существование на их границе в настоящее время скачка температуры в 1000–2000 К. Это является причиной последующего подогрева ядром мантии и возникновения в ней конвективных потоков. Такой генезис ядра решает дискуссионную проблему природы мантийной конвекции и не требует недоказуемого предположения о выделении из ядра в мантийные плюмы разуплотняющих их летучих и литофильных компонентов.

Вследствие небольшой глубины раннего магматического океана и пониженной силы тяжести на еще небольшой Земле его придонное фракционирование длительное время происходило при относительно низком (десятые доли ГПа) давлении. Поэтому остаточные расплавы в зависимости от степени компрессионного затвердевания импактных магм в соответствии с имеющимися экспериментальными и петрологическими данными варьировали по составу от толеитов до гранитов. Это впервые объясняет природу ранних кислых магм и является причиной широкого распространения на Земле гранитоидов. Оно объясняет происхождение, кислый состав, огромную мощность (30–40 км), раннее образование кристаллической коры древних платформ и повсеместное распространение в ней высокотемпературных минеральных парагенезисов. Это же является причиной очень широкого распространения на Земле толеитов.

При остывании газа солнечного состава температура образования сплава железа и никеля а также форстерита оценена в 1360 К, энстатита в 1350–1200 К, щелочного полевого шпата примерно в 1000 К, гидратированных силикатов около 300 К [Рингвуд, 1982]. Поэтому на ранней стадии аккреции силикатного материала в протопланетном диске должны были еще отсутствовать низкотемпературные минералы, богатые K_2O, H_2O и другими наиболее расплавофильными элементами. Следовательно, формировавший нижнюю мантию ранний силикатный материал был беден этими компонентами. Это объясняет низкое их содержание в кристаллической коре, преобладание в ней гиперстеновых плагиогнейсов и обычно отсутствие этих пород в бо-

лее молодых комплексах. Такие гнейсы образовались вследствие низкого содержания воды в исходных магмах, а не в результате гипотетической очень высокой температуры гранулитового метаморфизма, как обычно предполагается.

Формированием из высокотемпературных конденсатов, видимо, обусловлена бедность калием и расплавофильными компонентами базальтов срединно-океанических хребтов, магмы которых образовались в наиболее раннем силикатном материале нижней мантии и обычно не подвергались процессам фракционирования в плюмах.

В постаккреционном магматическом океане верхний слой был кислым по составу. С возрастанием глубины его слои становились все более мафическими и самый нижний слой имел перидотитовый состав. При кристаллизации верхнего слоя вследствие резкого возрастания плотности (на 5–10 %) происходило многократное частичное опускание его затвердевающих частей вместе с начавшими формироваться на них осадками и подъем на их место глубинных магм обычно более основного состава. Это объясняет неоднородность древних кристаллических комплексов, их преимущественно ортогнейсовый состав, присутствие в них парапород, чаще всего линзовидную форму большинства тел, признаки их интенсивной пластической дислокации, бластические структуры и гнейсовидность пород.

Частичное обособление остаточных расплавов в ортогнейсах приводило к возникновению в них мелких автохтонных тел гранитоидов. В таких более низкотемпературных остаточно-магматических обособлениях темноцветные минералы являются гидроксилсодержащими (биотит, амфибол, мусковит) вследствие выделения воды при кристаллизации. В анатектических гранитных обособлениях парагнейсов темноцветные минералы имеют более высокую магнезиальность, чем в субстрате, и в основном являются безводными (гранат, гиперстен, кордиерит) вследствие поглощения воды при плавлении [Шкодзинский, 1976]. Такой генезис гранитных обособлений решает известную проблему природы гранитизации докембрия, которая долгое время была предметом острой дискуссии.

Кристаллизация верхних частей магматического океана привела к образованию мощной раннедокембрийской кристаллической коры платформ. Высокотемпературность ее минеральных парагенезисов обусловлена магматическим происхождением. Такой генезис объясняет огромный ее объем, отсутствие в ней реликтов низкотемпературных минералов и постепенных переходов в неметаморфизованные породы. Вследствие высокой текучести океана магмы кислая кристаллическая кора формировалась на всей поверхности Земли. Но последующие процессы деформаций привели к сильному сокращению ее площади. Кристаллические комплексы образуют единый фундамент на древних платформах, на котором впоследствии формировались магматические пояса и осадочные бассейны.

Импактный разогрев мишени резко возрастает с увеличением размера падающих тел вследствие уменьшения удельных теплопотерь на излучение. По этой причине падение крупных метеоритов приводит к плавлению и испарению вещества земной коры, тогда как микрометеориты обычно полностью сгорают в атмосфере. Поэтому вследствие постепенного укрупнения материала протопланетного диска и выпадавших при аккреции тел температура импактного разогрева сильно возрастала с течением времени. Величина этого возрастания температура различными исследователями оценивается от 800 до 3500 °С. Из этого следует важный вывод о существовании обратного геотермического градиента в мантии в раннем докембрии. Поэтому в это время не могло происходить всплывание относительно холодного нижнемантийного вещества в более горячую верхнюю мантию и не возникали современные геодинамические обстановки. Вследствие подогрева ядром нижней мантии и остывания верхней, видимо, в конце протерозоя в земных недрах температура стала возрастать с глубиной и возникли фанерозойские геодинамические обстановки.

После образования кислой кристаллической коры происходил подъем остаточных расплавов из различных по составу слоев магматического океана. Сначала внедрялись кислые расплавы из нижних частей кислого слоя, что объясняет массовое образование гранитоидов в раннем докембрии. Щелочность их повышалась с течением времени, что связано с проявлением процессов фракционирования в магматическом океане. Затем из более нижних слоев последовательно внедрялись анортозиты, щелочно-ультраосновные магмы и кимберлиты.

Придонное компрессионное фракционирование синаккреционного магматического океана происходило в процессе интенсивного падения на Землю материала протопланетного диска. Падение крупных планетезималей сопровождалось возникновением импактных кратеров в кумулатах на дне магматического океана. Заполнявший их преимущественно основной расплав должен был быстро затвердевать под влиянием увеличения давления в результате его опускания ниже уровня дна океана. Он формировал тела эклогитов чаще всего толеитового состава. Объем этих тел мог быть очень большим (до многих миллионов км^3), поскольку диаметр импактных кратеров на Луне иногда превышает тысячу километров.

Наиболее крупные тела эклогитов, вследствие пониженной плотности, должны были постепенно всплывать и формировать плюмы относительно небольшого сечения. Более мелкие тела всплывали в составе подогретых ядром гарцбургитовых кумулатов в процессе мантийной конвекции. Огромная декомпрессия при подъеме приводила к плавлению эклогитов и к относительно быстрому образованию огромных объемов магм преимущественно толеитового состава. Это объясняет быстрое формирование гигантских объемов траппов и их преимущественно толеитовый состав.

С длительным постепенным подъемом плюмов основного состава должен быть связан магматизм «горячих точек». Магмы их, вопреки названию «точек», не являются аномально горячими, так как содержат вкрапленники породообразующих минералов. Поэтому подъем плюмов относительно небольшого сечения нельзя связывать с пониженной плотностью выполняющего их гипотетического очень горячего материла, «прожигающего мантию». Присутствие в нижней мантии крупных тел эклогитов хорошо объясняет существование плюмов относительно небольшого сечения и магматизма «горячих точек». Важным подтверждением образования толеитовых магм путем декомпрессионного переплавления эклогитов является нехарактерность для них ультраосновных мантийных ксенолитов.

Малобарическое фракционирование толеитовых магматических очагов под тонкой литосферой должно было приводить к образованию базальт-андезит-риолитовых серий и их плутонических аналогов, характерных для зон субдукции и геосинклиналей. Высокобарическое фракционирование под толстой литосферой привело к возникновению магматических серий повышенной и высокой щелочности.

ЛИТЕРАТУРА

Рингвуд А.Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982. 294 с.

Шкодзинский В.С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов. Новосибирск: Наука, 1976. 224 с.

Шкодзинский В.С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. М.: Наука, 1985. 232 с.

Шкодзинский В.С. Петрология литосферы и кимберлитов. Якутск: изд. СВФУ, 2014. 452 с.

Шкодзинский В.С. Происхождение раннедокембрийских кристаллических комплексов и природа правила Клиффорда // Отечественная геология. 2016. № 5. С. 22-28.

Harris P.G., Tozer D.C. Fractionation of iron in the Solar system // Nature. 1967. V. 215. N 5109. P. 1449-1451.

ACID MAGMA ORIGIN ACCORDING TO THE DATA ON HOT HETEROGENOUS ACCRETION OF THE EARTH

Shkodzinskiy V.S.

Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch RAS, Yakutsk, Russia,
shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

Results of studies of anatectic migmatites, experiments of peridotite melting and performed calculations [Shkodzinskiy, 1985] showed that, partial melting, contrary to internationally recognized ideas, does not lead to melt separation and magma formation due to viscosity of slightly melted rocks million times greater in comparison with melts. Existence of trends of igneous fractionation in mantle xenoliths from kimberlites and in the Early Precambrian crystal complexes, decrease of isotope age and formation temperature of heterocompositional rocks, according to formation sequence during fractionation, indicate hot accretion of the Earth and origin of the Earth's crust and mantle as a result of differentiation of global magma ocean. It is confirmed by occurrence of low geothermal gradients (2.0–3.5 °/km), close to adiabatic gradients for melts (0.3 °/km), in ancient crystal complexes. Evidence of sharp chemical disequilibrium of mantle rocks with metallic iron indicate earlier origin of the Earth's core in comparison with mantle, as a result of adhesion of iron particles in protoplanetary disk, influenced by high-power magnetic forces [Harris, Tozer, 1967] and also indicate heterogenous accretion of our planet.

Such genesis of the Earth allows to clearly explain origin of acid and other magmas for first time. Performed calculations [Shkodzinskiy, 2014] showed that, silicate particles fallen out on the core, melted as a result of impact heat release. Near-bottom parts of originated magma ocean were crystallized, influenced by pressure increase of its generating upper parts, and they formed rocks of lower mantle, mainly from cumulates, and magma ocean – from residual melts of different composition. These melts and undifferentiated impact mafic magmas occurred according to their density and they formed stratification in magma ocean. Basicity increase with depth led to melt density increase (from 2.3 to 2.8 g/cm^3) in this direction. That is why broad convection was nor originated

during cooling of magma ocean, and magma ocean was solidifying from top to bottom as result of conductive heat loss.

Rapid accretion of large iron bodies sharply reduced dispersion scale of impact heat due to radiation during the Earth's core formation, caused initially higher temperature of the core in comparison with later formed silicate mantle and explains temperature jump 1000–2000 K at their border at present. This is a reason for subsequent heating of mantle by core and origin of convection currents in the mantle. Such core genesis explains debatable problem of the mantle convection nature and does not require unprovable assumption on release of volatile and lithophile elements from core to mantle plumes, decreasing plume density.

Due to shallow depth of the early magma ocean and reduced gravity at even small Earth, its near-bottom fractionation was taking place at relatively low (tenths of hPa) pressure for along time. Therefore, residual melts varied from tholeiites to granites on composition, depending on degree of compression solidification of impact magmas in accordance with available experimental and petrologic data. This explains nature of early acid magmas for the first time, and it's a reason of wide distribution of granitoids on the Earth. It explains origin, acid composition, huge thickness (30–40 km), early formation of crystal crust of ancient platforms and ubiquitous distribution of high temperature mineral paragenesis in crystal crust. This also causes wide distribution of tholeiites on the Earth.

During cooling of gas of solar composition, temperature of origin of iron-nickel alloy as well as forsterite is evaluated as 1360 K, enstatite – 1350–1200 K, alkali feldspar ≈1000 K, hydrated silicates ≈300 K [Ringwood, 1982]. Therefore, low-temperature minerals, rich in K_2O, H_2O and other elements mostly concentrated in the melt should not yet occur in protoplanetary disk at early stage of silicate material accretion. Hence, early silicate material, which participated in formation of lower mantle, was poor in these components. It explains their low content in crystal crust, predominance of hypersthene plagiogneisses in this crust and usually lack of these rocks in younger complexes. Such gneisses were formed as a result of low water content in parental magmas, but not as a result of hypothetical very hot temperature of granulitic metamorphism, as usually assumed.

Probably, formation from high-temperature condensates caused scenario, when basalts of mid-ocean ridges were poor in potassium and components mostly concentrated in the melt, and their magmas were formed in the earliest silicate material of the lower mantle and usually were not fractionated in plumes.

In post-accretion magma ocean, composition of upper layer was acid. With increasing depth, its layers were more mafic and the lowermost layer had peridotite composition. During crystallization of the upper layer, due to sharp density increase (5–10 %), multiple partial subsidence of its solidified parts along with sediments originated on these parts took place, and abyssal magmas of more basic composition were risen to their places. This explains heterogeneity of ancient crystal complexes, their predominantly orthogneiss composition, occurrence of metasedimentary rocks, most often lenticular shape of most bodies, signs of their intensive plastic dislocation, blastic structures and gneiss nature of rocks.

Partial insulation of residual melts in orthogneisses led to formation of small autochthonous bodies of granitoids in the melts. In such more low-temperature residual-igneous insulations, dark-coloured minerals contain hydroxyls (biotite, amphibole, muscovite), due to water release during crystallization. In anatectic granite insulations of paragneisses, dark-coloured minerals are more magnesian than in substrate, and are mainly anhydrous (garnet, hypersthene, cordierite), as a result of water absorption during melting [Shkodzinskiy, 1976]. Such genesis of granite insulations explains a nature of the Precambrian granitization, which was a subject of a fierce dispute for a long time.

Crystallization of upper parts of magma ocean led to formation of thick Precambrian crystal crust of platforms. High temperature of its mineral paragenesis is a result of magmatic origin. Such genesis explains its large volume, lack of low-temperature mineral relics and gradual transitions to non-metamorphized rocks. Due to high fluidity of magma ocean, acid crystal crust was formed on entire surface of the Earth. But subsequent deformation processes led to significant reduction of its area. Crystal complexes form entire basement on ancient platforms, where magmatic belts and sedimentary basins were formed subsequently.

Impact heating of target sharply grows with increase of falling body dimensions due to decrease of specific heat losses on radiation. For this reason, infall of large meteorites lead to melting and evaporation of the Earth's crust substance, while micrometeorites usually burn up completely in the atmosphere. Therefore, due to gradual enlargement of the material of protoplanetary disk and falling bodies during accretion, temperature of impact heating significantly increased in course of time. Amount of this temperature increase is evaluated by different researchers from 800 to 3500 °C. This implies that, reversed hydrothermal gradient existed in the Early Precambrian mantle. Therefore, relatively cold lower mantle substance could not float into hotter upper mantle and modern geodynamic conditions could not origin at that time. Because of heating lower mantle by the core and cooling of upper mantle, probably, temperature increased with depth in the Late Proterozoic epoch, and the Phanerozoic geodynamic conditions were formed.

After formation of acid crystal crust, residual melts rose from magma ocean layers with different composition. At first, acid melts from lower parts of acid layer were intruded, that explains mass formation of granitoids in the Early Precambrian time. Their alkalinity increased in time, that is related to manifestation of fractionation processes in magma ocean. Then, anorthosites, alkali-ultrabasic magmas and kimberlites were intruded from lower layers.

Near-bottom compressive fractionation of syn-accretion magma ocean took place during intensive infall of protoplanetary disk material on the Earth. Infall of large planetesimals was accompanied by origin of impact craters in cumulates on the bottom of magma ocean. They were filled with predominantly basic melt, which was to have been quickly solidified due to pressure increase as a result of its fall below sea floor level. Volume of these bodies could be very huge (up to many million km^3), because diameter of impact craters on the Moon exceeds a thousand km sometimes.

The largest bodies of eclogites, due to decreased density, were to float up and form plumes of relatively small cross-section. Smaller bodies floated up within harzburgite cumulates warmed by the core, during mantle convection. Huge decompression during the rise, lead to eclogite melting and relatively rapid formation of large volumes of magma of predominantly tholeiite composition. This explains rapid formation of giant volumes of traps and their predominantly tholeiite composition.

long gradual rise of plumes of basic composition should be related to “hot spot” magmatism. Their magmas, in spite of the name “spots”, are not anomalously hot, because they contain phenocrysts of rock-forming minerals. Therefore, rise of plumes of relatively small cross-section can not be related to low density of hypothetical very hot material, supposedly “burning mantle”, which fills these plumes. Occurrence of large bodies of eclogites in lower mantle explains well existence of plumes of relatively small cross-section and “hot spot” magmatism. Ultrabasic mantle xenoliths are not typical for tholeiite magmas, that confirms formation of these magmas by decompression melting of eclogites.

Low-baric fractionation of tholeiite magma chambers below thin lithosphere was to lead to formation of basalt-andesite-rhyolite series and their plutonic analogues, typical for subduction zones and geosynclines. High-baric fractionation below thick lithosphere led to origin of magmatic series of increased and high alkalinity.

REFERENCES

Ringwood A.E. The formation of the Moon and the Earth. M.: Nedra, 1882. 294 p.

Shkodzinskiy V.S. Problems of physical-chemical petrology and genesis of migmatites. Novosibirsk: Nauka, 1976. P. 224.

Shkodzinskiy V.S. Phase evolution of magmas and petrogenesis. M.: Nauka, 1985. P. 232.

Shkodzinskiy V.S. Petrology of lithosphere and kimberlites. Yakutsk: SVFU izd., 2014. P. 452.

Shkodzinskiy V.S. Origin of the Early Precambrian crystal complexes and nature of Clifford’s rule // Otechestvennaya geologia. 2016. № 5. P. 22-28.

Harris P.G., Tozer D.C. Fractionation of iron in the Solar system // Nature. 1967. V. 215. N. 5109. P. 1449-1451.

ГЕНЕЗИС РУДОНОСНЫХ ГИДРОТЕРМ В КИСЛЫХ МАГМАХ

Шкодзинский В.С.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия,
shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

Наиболее популярными и обоснованными являются представления об отделении рудоносных гидротерм от кристаллизующихся в земной коре магм преимущественно кислого состава. Но в этих представлениях недостаточно ясны причины разнометальности и различной рудоносности гидротерм одних и тех же интрузий, стадийности образования и зональности размещения оруденения. На основании этого, огромных размеров некоторых металлогенических зон и гигантских запасов в них рудных компонентов некоторые исследователи считают источником рудоносных растворов мантию. Однако с физико-химической точки зрения бедность летучими пород мантии и высокие значения в ней T и P исключают возможность зарождения здесь гидротерм. В соответствии с экспериментальными данными в мантии вообще не может существовать богатая водой флюидная фаза, так как высокие температура и давление в ней должны приводить к плавлению мантийных пород на контакте с флюидом и к полному растворению последнего в расплаве. Другие исследователи на основании большой удаленности некоторых месторождений от вскрытых на современном эрозионном срезе интрузий и заметных различий их в возрасте считают эти месторождения метаморфогенными, сформировавшимися в результате мобилизации летучих и рудных компонентов при метаморфизме осадочных толщах. Несмотря на принципиальную возможность такого генезиса, большинство месторождений, относимые к метаморфогенным, обычно обладают признаками образования из магматогенных гидротерм – снижением температуры в процессе формирования, стадийностью минералообразования и содержанием элементов-примесей, типичными для связанных с магмами месторождений.

Для решения проблемы генезиса рудоносных гидротерм была рассчитана количественная модель кислых магм на основании опубликованных экспериментальных и петрологических данных (рис.). На диаграмме сплошные линии $2.5CO_2/H_2O^{Ф}$ и $0.1CO_2/H_2O^{Ф}$ разграничивают поля разного фазового состава магм и отражают соответственно первое появление флюидной фазы при кристаллизации с массовым отношением в ней CO_2 к H_2O, равным 2.5, и полное затвердевание магм при отношении CO_2 к H_2O во флюиде 0.1, равном исходному отношению этих компонентов в магме. Сплошными линиями показаны также изоконцентраты флюида (0.2 % Ф, 0.4 % Ф) и расплава (5 % Рс, 10 % Рс и 20 % Рс), линии равных содержаний рудных и летучих компонентов и равных отношений CO_2 к H_2O во флюиде (5 моль $Cl^{Ф}$, 1 г/т $Au^{Ф}$, 1 $CO_2/H_2O^{Ф}$ и др.). Пунктирные линии (0.45 % $Cl^{Рс}$, 10 мг/т $Au^{Рс}$ и др.) – изоконцентраты летучих и рудных компонентов в расплаве.

Очень толстые изогнутые линии показывают P-T условия максимумов содержаний рудных и некоторых летучих компонентов во флюиде при субизобарических кристаллизации и фракционировании магм. Они отражают области зарождения наиболее высокорудоносных гидротерм. Толщина их пропорциональна величине максимумов, пунктирные линии рассчитаны приближенно в связи с недостатком экспериментальных данных. Существование этих максимумов обусловлено наличием двух противоположных тенденций в магмах. При высокой температуре и низком содержании твердых фаз кристаллизация магм приводит к увеличению в остаточном расплаве концентраций большинства рудных компонентов, поскольку для них коэффициент распределения их между расплавом и твердыми фазами значительно больше единицы. При достижении некоторых высоких величин концентраций начинается выделение фаз, содержащих рудные или летучие компоненты в большом количестве, например, касситерита, вольфрамита, сульфидов, топаза. При дальнейшей кристаллизации содержание соответственно олова, вольфрама, серы, фтора в расплаве начинает уменьшаться, так как емкость образованных ими фаз в отношении соответствующих компонентов несравненно выше, чем у расплава. То есть, максимумы концентраций рудных и некоторых летучих компонентов во флюиде совпадают с областями первого появления фаз, содержащих эти компоненты в большом количестве.

Существование данных максимумов позволяет объяснить многие ранее непонятные явления в гидротермальном рудообразовании. Как частично иллюстрирует диаграмма, изливающиеся на земную поверхность высокотемпературные магмы с незначительным содержанием твердых фаз потеряют летучие при низкой концентрации рудных компонентов в расплаве и флюиде и в них не смогут возникнуть высоко рудоносные гидротермы. Это объясняет обычно незначительное распространение автохтонного оруденения в кислых лавовых толщах. Если медленная кристаллизация сопровождается отсадкой твердых фаз и происходит, например, при 4 кб, то при содержании остаточного расплава 4 % концентрация золота и хлора в нем будут соответственно в 5 и в 10 раз выше, чем в исходной магме (рис. 1). Хлор очень сильно повышает растворимость

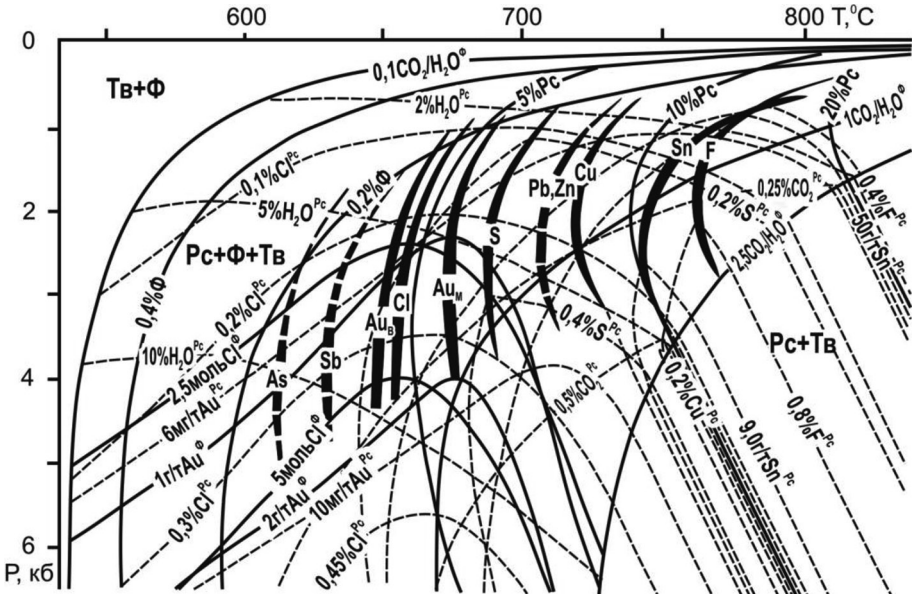


Рис. 1. P-T диаграмма распределения рудных и летучих компонентов в фракционирующих высокотемпературных кислых магмах с исходным содержание H_2O 1 %, CO_2 и F по 0.1 %, Cl – 0.03 %, S – 0.05 %, Sn – 10 г/т, Au – 0.002 г/т, Cu и Pb по 2 г/т, Zn – 6 г/т, Sb – 0.2 г/т, As – 0.15 г/т при коэффициентах распределения этих компонентов между расплавом (Рс) и твердыми фазами (Тв) соответственно 2; 2; 10; 2; 4; 5; 1; 5; 2; 2; 5; 5 [Шкодзинский, 2014].

золота и многих других рудных компонентов во флюиде. Так, при высоком окислительном потенциале (буфер Fe_2O_3–Fe_3O_4) повышение его концентрации в этой фазе с 0.2 до 5.0 молей приведет к увеличению содержания золота в ней при неизменной концентрации последнего в расплаве в 100 раз [Шкодзинский, 2014], а с учетом повышения этой концентрации – в 5·100 = 500 раз. Эта тенденция объясняет обычно наблюдающуюся небольшую рудоносность малоглубинных частей интрузий и связь богатого оруденения с их глубинными частями.

Из положения максимумов следует, что с увеличением глубины отделения гидротерм должна закономерно изменяться рудная специализация последних за счет возрастания роли компонентов с низким исходным содержанием в магме, с небольшими коэффициентами накопления в остаточных расплавах и с высокими концентрациями насыщения. Будет расти средняя удаленность сформированного ими оруденения от вскрытых частей гранитных интрузий, что вместе с изменяющейся их рудной специализацией приведет к формированию рудной зональности рудно-магматических узлов. Должен уменьшаться его возраст, вследствие повышенной длительности кристаллизации магм в глубинных условиях, и понижаться температура его образования, вследствие остывания гидротерм при длительном подъеме.

Диаграмма показывает, что при субизобарической кристаллизации магм состав отделяющихся гидротерм должен последовательно проходить через максимумы концентраций олова (и вольфрама), меди, цинка, свинца, серы, золота, сурьмы и мышьяка. Очевидно, что просачивание гидротерм по одним и тем же каналам приведет к стадийному отложению этих компонентов. Рассчитанная последовательность рудоотложения соответствует природной и поэтому хорошо объясняет ее происхождение. При разных изобарических сечениях диаграммы последовательность достижения максимумов концентраций во флюиде при кристаллизации магм остается примерно одинаковой, хотя величины этих максимумов различаются. Это является причиной, казалось бы, парадоксального факта близости стадий рудообразования на связанных с гранитоидами разнометальных месторождениях.

Отделение разнометальных гидротерм от фракционирующей гранитной магмы с образованием хорошо выраженной рудной зональности возможно в основном в случае полого наклонного залегания интрузий и является относительно редко встречающимся вариантом. Часто главная масса гидротерм должна отделяться на уровне существующих в кровле интрузий куполов и выступов, куда всплывал остаточный расплав и где происходило отделение от него флюида. Состав и рудная специализация формировавшихся гидротерм в основном определялись значениями изоконцентрат рудных компонентов во флюиде на диаграмме на уровне глубинности куполов, а их объем и количество вынесенных компонентов – объемом магм, расположенных ниже купола. Видимо, это является главной причиной неполноты проявления зональности гидротермального ору-

денения вокруг большинства интрузий и широкого развития лишь отдельных типов оруденения. Вследствие всплывания остаточного расплава во фракционирующих магмах в крупных субвертикальных интрузиях с четко выраженной куполообразной формой кровли летучие всего огромного объема магмы должны отделяться на уровне этой кровли с формированием уникально крупных месторождений. Для таких интрузий не характерны мелкие месторождения и рудопроявления. На локализацию оруденения большое влияние оказывает структура вмещающих пород и положение геохимических и структурных барьеров.

При образовании раннедокембрийских ортогнейсов кристаллической земной коры в результате затвердевания кислого слоя магматического океана отделявшиеся от него рудоносные флюиды, вследствие высокой температуры газово-паровой оболочки Земли, почти не остывали, поэтому не формировали гидротермальное оруденение и рассеивались в ней. Это объясняет безрудность большинства древнейших ортогнейсов в отличие от высокой гидротермальной рудоносности фанерозойских гранитоидов. Последующее остывание газово-паровой оболочки и осаждение из нее рудных компонентов является причиной массового образования крупных стратиформных месторождений без видимой связи с магматическими породами в основном в протерозое. Подъем остаточных флюидов из более глубинных слоев магматического океана преимущественно в протерозое, видимо, обусловил формирование уранового оруденения древних щитов, приуроченного к зонам тектонических нарушений и к поверхностям древних несогласий. Вследствие очень низкой концентрации урана в магмах необходима была очень высокая степень кристаллизации магм при большом давлении для образования богатых этим компонентов гидротерм. Высокое давление препятствовало раннему появлению флюида до достижения больших концентраций урана в остаточных расплавах.

ЛИТЕРАТУРА

Шкодзинский В.С. Петрология литосферы и кимберлитов (модель горячей гетерогенной аккреции Земли). Якутск: Изд-во. СВФУ, 2014. 452 с.

GENESIS OF ORE-BEARING HYDROTHERMAS IN ACID MAGMAS

Shkodzinskiy V.S.

Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch RAS, Yakutsk, Russia,
shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

Idea of separation of ore-bearing hydrotherms from magmas predominantly of acid composition, crystallized in the Earth's crust, is the most popular and reasonable. But this idea does not clearly explain the reasons for different specialization and different ore content of hydrotherms of the same intrusions, staging of formation and zoning of ore-content location. For reasons given and according to huge dimensions of some metallogenic zones and giant reserves of ore components in these zones, some researchers assume that, mantle is a source of ore-bearing solutions. But, form physical-chemical standpoint, mantle rocks are poor in volatile components and T and P values are high, so these facts exclude possibility of hydrotherm origin here. According to experimental data, fluid phase rich in water cannot occur in the mantle, because high T and P in this phase should lead to melting of mantle rocks at the contact with fluid and to total dissolution of the latter in melt. Other researchers, in accordance with significant distance from some deposits to exposed intrusions on modern erosional truncation, and obvious differences in their age, believe that these deposits are metamorphogenic, formed as a result of mobilization of volatile and ore components during metamorphism of sedimentary sequences. Despite the fundamental possibility of such genesis, most deposits referred to metamorphogenic, usually have features of formation from magmatogenic hydrotherms – temperature decrease during formation, staging of mineral formation and content of trace elements, typical for deposits related to magmas.

Quantitative model of acid magmas was performed, based on published experimental and petrologic date, in order to solve the problem of genesis of ore-bearing hydrotherms (Fig. 1). At diagram solid lines $2.5CO_2/H_2O^{Ф}$ and $0.1CO_2/H_2O^{Ф}$ differentiate fields of different phase composition of magmas and reflect, respectively, first appearance of fluid phase during crystallization with weight ration of CO_2 to H_2O – 2.5, and complete magma solidification with ratio of CO_2 to H_2O in fluid – 0.1, equal to initial ratio of these components in magma. Solid lines also indicate isoconcentrates of fluid (0.2 % Ф and 0.4 % Ф) and melt (5 % Pc, 10 % Pc and 20 % Pc), lines of equal contents of ore and volatile components and equal ratios of CO_2 to H_2O in fluid (5 mol. $Cl^{Ф}$, 1 g/t $Au^{Ф}$, $1CO_2/H_2O^{Ф}$ etc.). Dotted lines (0.45 % Cl^{Pc}, 10 mg/t Au^{Pc} etc.) – isoconcentrates of volatile and ore components in the melt.

Very thick curved lines show P-T conditions of maximums of ore and some volatile component contents in fluid during sub-isobaric crystallization and fractionation of magma. They reflect areas of origination of the most ore-bearing hydrotherms. Their thickness is proportional to value of maximums, dotted lines are calculated approximately due to lack of experimental data. Existence of these maximums is due to the presence of two opposite trends in magmas. At high temperature and low content of solid phases, magma crystallization lead to increase of concentrations of most ore components in residual melt, because coefficient of their distribution between melt and solid phases is much greater than 1. When some high values of concentrations are reached, phases containing ore or volatile components in big amounts (for example: cassiterite, wolframite, sulfides, topaz) are crystallized. During further crystallization, content of tin, wolfram, sulfur, fluorine in the melt is decreased, because content of these components in the phases is much greater than fluids. That is, maximums of concentrations of ore and some volatile components in fluid coincide with areas of the fist origin of phases, containing these components in big amounts.

Existence of these maximums allows explaining many earlier unclear matters in hydrothermal ore formation. As diagram partially illustrates, high-temperature magmas with low content of solid phases, flowing on the Earth's surface, lose volatile components at low concentration of ore components in the melt and fluid, and high ore-bearing hydrotherms can not be formed in them. This explains usually insignificant distribution of autochthonous mineralization in acid lava sequences. If slow crystallization is accompanied by solid body jigging and occurs, for example, at 4 kb, so with content of residual melt 4 %, concentration of gold and chlorine in it will be 5 and 10 times higher restively than in initial magma (Fig. 1). Chlorine significantly increases gold solution and many other ore components in fluid. So, at high oxidation potential (buffer Fe_2O_3–Fe_3O_4), its concentration increase in this phase from 0.2 to 5 moles leas to gold content increase in it with constant concentration of the latter in the melt 100 times higher [Shkodzinskiy, 2014], and taking into account increase of this concentration – 5·100 = 500 times. This trend explains usually observed insignificant ore content of shallow parts of intrusions and relation of rich ore mineralization with their subsurface parts.

Location of maximums indicate that, with increase of the depth of hydrotherm detachment (separation), ore specialization of the latter should be normally changed due to the growing role of components with low initial content in magma, with insignificant ratio of distribution in residual melts and with high concentrations of saturation. Average distance from formed (by them) mineralization to exposed parts of granite intrusions will increase, that together with their changing specialization will lead to formation of ore zoning of ore-magmatic nodes. Its age should decrease, due to increased duration of magma crystallization in subsurface conditions, and temperature of its formation should decrease, due to hydrotherm cooling during long rise.

Diagram shows that, during sub-isobaric crystallization of magmas, composition of separated hydrotherms should consecutively pass through maximums of concentrations of tin (wolfram), copper, zinc, lead, sulfur, antimo-

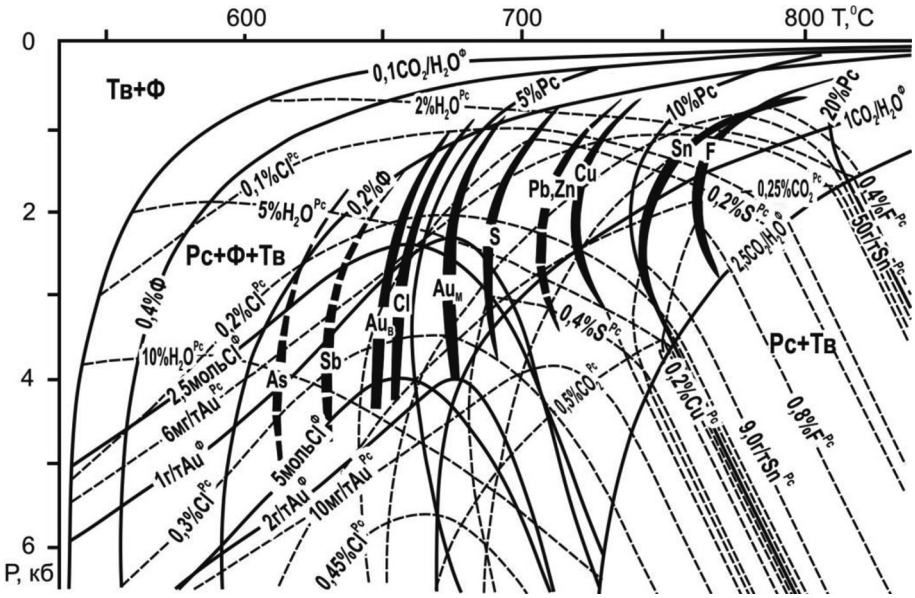


Fig. 1. P-T diagram of ore and volatile component distribution in fractionating high-temperature acid magmas with initial content H_2O – 1 %, CO_2 and F – 0.1 %, Cl – 0.03 %, S – 0.05 %, Sn – 10 g/t, Au – 0.002 g/t, Cu and Pb – 2 g/t, Zn – 6 g/t, Sb – 0.2 g/t, As – 0.15 g/t with distribution coefficient between melt and solid phases respectively 2; 2; 10; 2; 4; 5; 1; 5; 2; 2; 5; 5 [Shkodzinskiy, 2014].

ny and arsenic. Obviously, seepage of hydrotherms through the same channels will lead to phasic deposition of these components. Calculated sequence of ore deposition corresponds to natural one, therefore it clearly explains its origin. With different isobaric cross-sections of diagram, sequence of attaining maximums of concentrations in fluid during crystallization is about the same, although values of these maximums are different. This is a reason of paradoxical fact that, stages of ore formation are close at heterometal deposits related to granitoids.

Separation of heterometal hydritherms from fractionating granite magma with formation of well defined ore zone is possible, basically, in case of gentle oblique occurrence of intrusions and is a relatively rare variant. Often, main mass of hydrotherms should be separated at the level of existing intrusions of domes in the roof, where residual melt floated up and fluid was separated from it. Composition and ore specialization of formed hydrotherms, basically were defined by values of isoconcentrates of ore components in fluid at diagram at the level of dome depth, and their volume and amount of components in the fluid – by volume of magmas, located below dome. Probably, this is the main reason for incomplete manifestation of zoning of hydrothermal mineralization around most of intrusions and wide development of just particular types of mineralization. Due to floating of residual melt in fractioning magmas, in large subvertical intrusions with clearly expressed domical shape of the roof, volatile components of the whole huge magma volume should be separated at the level of this roof with formation of unique large deposits. Small deposits and ore occurrences are not typical for such intrusions. Localization of mineralization was heavily influenced by structure of country rocks and location of geochemical and structural barriers.

During formation of the Early Precambrian orthogneisses of the Earth's crystal crust, as a result of solidification of acid layer of magma ocean, ore-bearing fluids separating from it, almost did not cool down due to high temperature of gas shell of the Earth, and therefore they did not form hydrothermal mineralization and scattered in the shell. This explains ore absence of the most ancient orthogneisses unlike high hydrothermal ore content of the Phanerozoic granitoids. Subsequent cooling of gas shell of the Earth and deposition of ore components from it was a reason of mass-scale formation of large stratiform deposits mainly in the Proterozoic time, without any apparent relation to igneous rocks. Rise of residual fluids from deeper layers of magma ocean predominantly in the Proterozoic time, probably caused formation of uranium mineralization of ancient shields, confined to tectonic fault zones and surfaces of ancient unconformities. Due to very low concentration of uranium in magmas, very high magma crystallization with high pressure was necessary for formation of hydrotherms rich in this component. High pressure prevented early origin of fluid before reaching large concentrations of uranium in residual melts.

REFERENCES

Shkodzinskiy V.S. Petrology of lithosphere and kimberlites (model of hot heterogenous accretion of the Earth). Yakutsk: NEFU publishing house, 2014. P. 452.

УСЛОВИЯ МИГМАТИЗАЦИИ МЕТАМОРФИТОВ ТАРАТАШСКОГО КОМПЛЕКСА

Шкурский Б.Б., Тевелев Ал.В., Якушик М.А.

Геологический факультет МГУ, Москва, Россия, Shkursky@yandex.ru

Введение. Взгляды исследователей на природу мигматитов тараташского комплекса расходятся по двум кардинальным вопросам: об открытом или закрытом характере процесса, и об участии в нем расплава. В работах В.И. Ленных и др. [1978], и Ю.Д. Панкова и др. [1979] выделены два этапа гранитизации и мигматизации: первый – в условиях гранулитовой фации, сопровождался региональным метасоматозом натриевого типа, второй – при диафторезе в амфиболитовой фации – калиевого. Лейкосомы ранних мигматитов – эндербитовые и плагиогранитные, поздних – гранитные. Ю.Д. Панков и др. [1979] считали, что среди мигматитов обоих этапов велика доля инъекционных. Признаки наличия расплава, удаленность областей его генерации, а также источники кремне-щелочных флюидов в этих работах не обсуждались. С существованием кислых расплавов в принципе совместимы оценки условий образования мигматитов: ранних – с эндербитовой лейкосомой – T = 850–900 °C, P = 5.3–8 кбар, и поздних – с гранитной – T = 650–750 °C, P = 5–6 кбар; возраст последних оценен по циркону с морфологией, свойственной цирконам магматических пород (2100 ± 8 млн лет [Sindern et al., 2005], 2050 ± 10 млн лет [Тевелев и др., 2015]). Вывод о неизохимическом характере мигматизации пород комплекса, обоснованный расчетом баланса масс комплементарных частей мигматитов, сделан в работе [Липчанская, 2010].

Имеются и противоположные утверждения: характер мигматизации в комплексе – субизохимический, на что указывает связь составов субстрата и лейкосомы: в метабазитах – плагиогранитный, в аподацитовых гнейсах и парагнейсах – гранитный; механизм мигматизации – метаморфическая дифференциация с дистанцией массопереноса порядка мощности полос в мигматитах; анатексис проявлен слабо [Ферштатер и др., 1979].

Результаты. На фактическом материале, собранном в пределах карьера Радостный в 2013–2016 гг., нами получены новые данные по минералогии, петрографии и геохимии мигматитов радашной свиты, развитых по разнообразному субстрату: по метабазитам гранулитовой и амфиболитовой фаций, по слабо диафторированным метапелитам гранулитовой фации. Составные части мигматитов выделялись по возможности корректно.

Мигматиты по двупироксен-плагиоклазовым гранофельсам и сланцам, в т. ч. амфибол-содержащим, представлены преимущественно строматитами (послойными мигматитами) с маломощной серой эндербитовой, а чаще – белой тронджемитоидной мелкозернистой (аплитовидной) лейкосомой, с массивной или неясно-полосчатой текстурой. В меланократовых разностях метабазитов, в т. ч. переходных к вебстеритам, а также в амфиболитах и амфиболовых сланцах по ним, характерно наличие, в дополнение к субсогласным, секущих лейкосом; мигматиты по таким породам – типичные диктиониты (сетчатые мигматиты). Агматиты и небулиты редки и приурочены к контактам метабазитовых блоков с гнейсами. В осевых частях наиболее мощных полос лейкосомы, особенно – секущих, характерно присутствие гранитной лейкосомы, белой с сероватo-желтым оттенком, средне-крупнозернистой, нередко – порфировидной структуры, массивной текстуры. В диктионитовых мигматитах полосчатость тронджемитоидной лейкосомы, на пересечении послойных и секущих участков, изогнута и как бы "затянута" в межбудинное пространство. Меланосома, обогащенная биотитом, в мигматитах по метабазитам всегда разграничивает лейкосому и мезосому, но имеет переменную мощность: от первых сантиметров до 1 мм и менее.

Гранат-кварц-биотитовые двуполевошпатовые метапелиты с кордиеритом и силлиманитом, с обильными линзовидными обособлениями желтовато-белой или белой гранитной лейкосомы, мигматизированы настолько, что выделение в них участков сохранившегося субстрата (палеосомы, мезосомы) затруднительно. Данные по минеральному составу и термобарометрии описанных мигматитов и их составных частей сведены в таблице (табл. 1).

Методом ICP-MS в обр. 13-121 мигматита по амфиболитовому субстрату анализированы на редкие элементы мезосома, меланосома и тронджемитоидная лейкосома; спектры нормированы на мезосому (рис. 1). Относительно мезосомы лейкосома в целом обогащена коровыми компонентами, но не имеет признаков близкого родства с мезосомой, меланосома не дополняет лейкосому до мезосомы – характер мигматизации в данном случае не изохимический: вещество лейкосомы не мобилизовано из амфиболитов субстрата, вклад их в ее состав минимален. Меланосома – не рестит, а метасоматическая реакционная зона, образованная, вероятно, с увеличением массы и объема: K_2O, H_2O и SiO_2 привносимые из лейкосомы (возможно, еще расплавленной), в отношении микроэлементов субстрата служили "разбавителями".

В обр. 13-121 изучены частоты контактов зерен [Эшуорт, Мак-Леллан, 1988]: в тронджемитоидной лейкосоме распределение контактов близко к случайному, свойственному магматическим породам, в меланосоме

Таблица 1. Минеральный состав и термобарометрия мигматитов и их составных частей

Субстрат	Части мигматитов	Минеральный состав, объемн. %	Оценки T и P	Геотермобарометры
Метабазиты гранулитовой фации	Палеосома (мезосома)	Opx (X_{Mg} = 0.54–0.58) 40–50 %, Cpx (X_{Mg} = 0.75–0.78) 15–25 %, антипертитовый An_{35-42} – 35–45 %, Bt – 0–7 %, иногда – KFs до 0–3 %	745–775 °C 710–780 °C 750–765 °C	Opx-Bt (Perchuk et al., 2000); Ti в Bt (Henry et. al., 2005); 2-FSp (Kroll, Evangelakis, 1993)
	Меланосома	Opx (X_{Mg} = 0.52–0.55) 40–50 %, Антипертитовый An_{25-38} – 25–40 %, Bt – 15–20 %, иногда – KFs до 5–8 % и Amp (магнезиочермакит) до 10 %	740–770 °C 695–760 °C 6–7 кбар	Opx-Bt (Perchuk et al., 2000); Ti в Bt (Henry et. al., 2005); Al в Amp (Andersen, Smith, 1995)
	Лейкосома	Антипертитовый An_{25-33} – 45–55 %, Qz 38–42 %, KFs 3–5 %, Opx (X_{Mg} = 0.50–0.54) 0–12 %, Amp – до 5 %, Bt (X_{Mg} = 0.58–0.6) – 5–8 %	700–740 °C 730–755 °C 680–755 °C	2-FSp (Kroll, Evangelakis, 1993); Opx-Bt (Perchuk et al., 2000); Ti в Bt (Henry et. al., 2005)
Метабазиты амфиболитовой фации	Палеосома (мезосома)	An_{35-42} – 50–60 %, Amp от феррочермакита и чермакита (X_{Mg} = 0.48–0.65) до магнезиогорнблендита (X_{Mg} = 0.65–0.75) 35–50%, Bt 0–3 %, реликты Opx, Qz – 0–2 %	705–770 °C 5.5–6.5 кбар	Amp-Pl (Holland, Blundy, 1994), Al в Amp (Andersen, Smith, 1995)
	Меланосома	Amp – чермакит (X_{Mg} = 0.7–0.75) 45–70 % , Bt (X_{Mg} = 0.57–0.62) 15–25 %, An_{32-38} 20–30 %, KFs 4–8 %, Qz 9–17 %	710–740 °C 665–720 °C 5.5–6 кбар	Amp-Pl (Holland, Blundy, 1994), Ti в Bt (Henry et. al., 2005) Al в Amp (Andersen, Smith, 1995)
	Лейкосома	Трондьемитоидная: An_{28-37} – 55–60 %, Qz – 38–45 %, Bt – 0–8 %, KFs – 2–5 %; Лейкогранитная: An_{25-33} 30–45 %, KFs – Mc-пертит – 15–40 %, Qz 33–38 %, Bt 0–2 %	660–695 °C 650–690 °C 620–655 °C	Ti в Bt (Henry et. al., 2005); 2-FSp (Kroll, Evangelakis, 1993); 2-FSp (Kroll, Evangelakis, 1993)
Метапелиты гранулитовой фации	Палеосома или меланосома	Grt (X_{Mg} = 0.28–0.32 ядра, 0.21–0.22 – каймы) 20–35 %, Bt (Ti до 0.05 apfu) 2 генерации (X_{Mg} = 0.55–0.63 и 0.63–0.69) 30–45 %, Cd (X_{Mg} = 0.77–0.78) 12–18 %, Sil 5–10 %, An_{40-44} 10–15 %, Qz 5–12 %, KFs 5–8 %	от 715±10 °C и 6.5–7 кбар до 680±30 °C и 5.8±0.3 кбар 708±15 °C	winTWQ, версия 2.32 (Berman, 1991) 2-FSp (Kroll, Evangelakis, 1993)
	Лейкосома	An_{36-40} 20–30 %, KFs 35–50 %, Qz 30–35 %	694±15 °C	2-FSp (Kroll, Evangelakis, 1993)

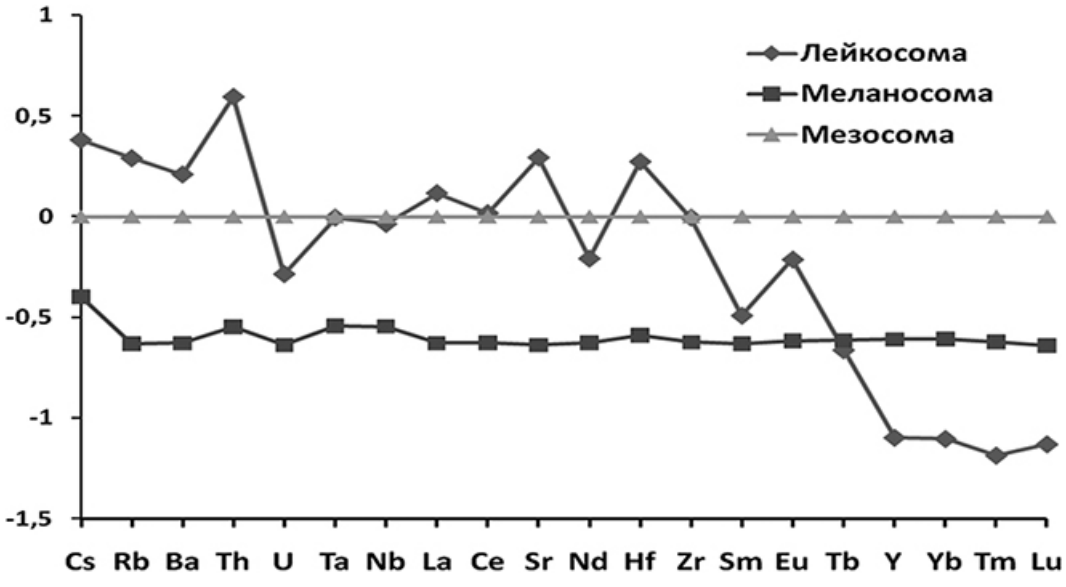


Рис. 1. Распределение редких элементов в мигматитах (нормировано на мезосому).

и мезосоме – дисперсное, свойственное метаморфитам. Термодинамическое моделирование (PERPLEX 6.6.7. [Connoly, Petrini, 2002]) показало, что T солидуса трондьемитоидной лейкосомы с 1 мас. %. H_2O составляет 640 °C при 6 кбар, 660 °C – при 5 кбар. При 725 °C и 6 кбар, или при 750 °C и 5 кбар, степень плавления – 95 мас. %. Для лейкогранитной лейкосомы солидус на 15–20 °C ниже. Солидус амфиболита (мезосомы), при 1 мас. %. H_2O, – 675 °C при 5 кбар, и 725 °C при 6 кбар, степень плавления в 30 мас. %. достигается при 840 °C.

Выводы. Мигматиты по метабазитам в пределах карьера Радостный образованы в относительно узком интервале условий, значительная их часть – инъекционные. Мигматизация, локально неизохимическая, могла быть изохимической в масштабах комплекса: возможный источник кислых расплавов – аподацитовые гнейсы. При снижении T и P и смене вязких деформаций субстрата хрупкими, переход от Na-специализации послойных лейкосом к Na-K секущих связан со сменой значительных степеней анатектической мобилизации кислой составляющей гнейсов (на пике метаморфизма), мобилизацией лейкогранитного расплава в малых объемах, возможно – из ранних лейкосом. Обособление гранитной лейкосомы в осевых частях жил могла вызвать и кристаллизационная дифференциация инъецированного расплава. Метапелиты мигматизированы субизохимически, анатектический расплав сегрегировался, однако не был всецело удален из пород.

ЛИТЕРАТУРА

Ленных В.И., Панков Ю.Д., Петров В.И. Петрология и метаморфизм мигматитового комплекса // Петрология и железорудные месторождения тараташского комплекса. Свердловск (УНЦ АН СССР), 1978. С. 3-45.

Липчанская Л.Н. Мигматиты тараташского комплекса (Южный Урал) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка, 2010, № 1. С. 19-27.

Панков Ю.Д., Нечеухин В.М., Соколов В.Б. Об офиолитовом характере субстрата мигматитов Тараташского комплекса на Южном Урале // Докл. АН ССР, 1979. Т. 248, № 6. С. 1412-1415.

Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Тевелев Арк.В., Хотылев А.О., Мосейчук В.М., Петров В.И. Новые данные об изотопном возрасте тараташского и александровского метаморфических комплексов (Южный Урал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 1. С. 27-42.

Ферштатер Г.Б., Бушляков И.Н., Драпеко Т.Г. Петрология тараташских гранулитов // Петрология и железорудные месторождения тараташского комплекса. Свердловск (УНЦ АН СССР), 1978. С. 46-69.

Эшуорт Дж.Р., Мак-Леллан Э.Л. Структуры // Мигматиты. М.: Мир, 1988. С. 214-241.

Sindern S. et al. Proterozoic magmatic and tectonometamorphic evolution of the Taratash complex, Central Urals, Russia // Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch) 2005, 94: p. 319-335.

Connolly J.A.D., Petrini K. An automated strategy for calculation of phase diagram sections and retrieval of rock properties as a function of physical conditions // J. Metamorphic Geol., 2002, 20, p. 697-708.

РИФТОГЕННЫЕ ГРАНИТЫ А-ТИПА ПОЛЯРНОГО УРАЛА: НОВЫЕ ДАННЫЕ

Шуйский А.С., Удоратина О.В.*, Фонцон Мон**, Цзяньчжэнь Гэн****

*Геологический институт Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, self88@yandex.ru
**Институт геологии Китайской академии геологических наук, Пекин, Китай, mengfancong@yeah.net
***Институт геологии и минеральных ресурсов, Тяньцзинь, Китай, mumu1270@163.com

На Полярном Урале развиты гранитоиды маркеры рифтогенной геодинамической обстановки. Изотопно-геохронологические и петрографо-петрогеохимические данные по гранитоидам показывают, что условия их формирования – постколлизионные, и наряду с другими щелочными массивами севера Урала они маркируют рифтогенез в этой части Урала.

Гранитоиды формировались после коллизионного пика образования тиманид, после 520 млн лет, когда интенсивность магматизма резко упала и формировались лишь небольшие объемы риолитов и гранитов А-типа [Soboleva, Udoratina, 2010].

Гранитоидные массивы располагаются в пределах североуральского фрагмента Центрально-Уральского поднятия, сложенного вещественными комплексами доуралид (тиманид).

Согласно полученным за последние годы данным (U-Pb, SIMS) по единичным цирконам гранитоиды массивов (табл. 1) сформированы в позднекембрийско-раннеордовикское время.

Изученные гранитоиды подразделяются на два типа. Первый представлен Очетинским и Сядатаяхинским массивами, расположенными среди зеленосланцевых метаморфитов в блоках, не претерпевших существенных тектонических деформаций. К другому типу относятся гранитоиды Ингилорского и Гердизского массивов, малые тела харбейского комплекса и хр. Марункеу, находящиеся среди достаточно высокометаморфизованных пород.

Гранитоиды отличаются структурно-текстурными и вещественными особенностями пород. Одни массивные с сохраненными гранитными структурами (1 тип) в других четко выражена вторичная гнейсовидность и наблюдаются катакластические, метаморфические, метасоматические структуры (2).

Особенности гранитодов варьируют: 1) щелочные и субщелочные граниты с развитием щелочного амфибола или пироксена. 2) субщелочные граниты с биотит-мусковитовыми парагенезисами с амфиболом (актинолит, тремолит).

Граниты массивов на основании петрографических, петрохимических и геохимических характеристик отнесены к гранитоидам А-типа (A_2).

Полученные ранее Nd изотопные данные (табл. 1) для гранитов первого типа фиксируют наибольшую долю вещества деплетированной мантии. Nd изотопные данные для гранитов второго типа указывают на то, что их источником была либо мантия при значительном участии более древней коры (контаминация), либо обогащённая мантия. Породы характеризуются положительными значениями εNd(T), таблица: 1 тип – 5.6–2.6, 2 тип – –0.7…+08.

Изотопный состав кислорода цирконов из гранитоидов характеризуется низкими значениями: 1 тип – 6.1 ‰, 2 тип – 4.7–6.9 ‰ (табл. 1).

Таблица 1. Результаты U-Pb (SIMS) изотопного датирования единичных зерен циркона, изотопный состав Nd гранитоидов, O, Hf цирконов гранитоидов Полярного Урала

Массив	№	Возраст	d	εNd(t)	εHf(t)	T_{DM2}
			[Шуйский и др., 2016]			
Сядатаяхинский	368/3*	516 ± 2 [Андреичев и др., 2007]	6.1	2.6	–	–
Очетинский	70-41-03*	500 ± 5 [Шишкин и др., 2009]	–	5.6	–	–
Ингилорский	A11/11		–	–0.7	–	–
	A24/11	487 ± 7 [Шуйский и др., 2015]	–	0.6	+2.16…+5.40	0.99–1.09
	A24a/11		4.7	0.8		
Гердизский, с.ч.	A52/14	496 ± 7 [Шуйский и др., 2017]	6.9	0.7	+2.15…+4.87	1.03–1.16
хр. Марункеу	M143	495 ± 2.4 [Куликова и др., 2012]	6.22	–	+2.58…+7.97	0.87–1.12

Примечание. Исследования проведены в ЦИИ ВСЕГЕИ (*), (г. Санкт-Петербург) и в Стэнфордском Университете (США). Измерения изотопного состава кислорода в цирконах проведены в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Изотопный состав неодима получен в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург). Изотопный состав гафния определен в Институте геологии и минеральных ресурсов (г. Тяньцзинь, Китай). «–» – нет данных. С.ч. – северная часть.

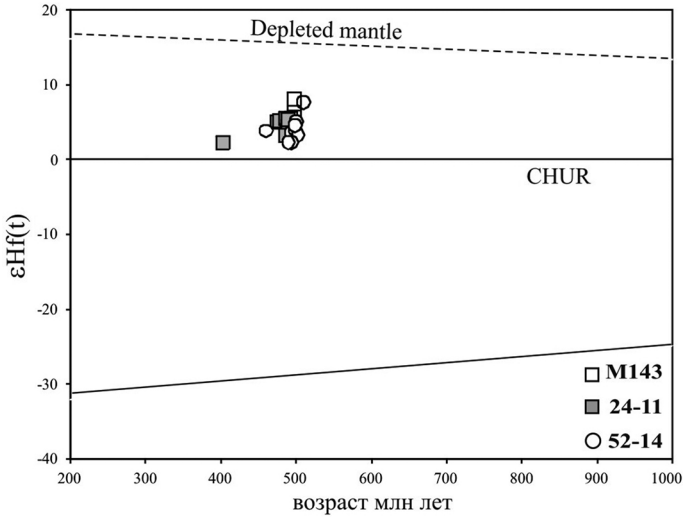


Рис. 1. Результаты анализа $^{206}Pb/^{238}U$ возраст–εHf(t) продатированных цирконов изученных гранитоидов.

Для цирконов продатированныхгранитоидов установлены изотопные (εHf(t)) характеристики (табл. 1, рис. 1). Все полученные значения для гранитоидов первого (Очетинский, Сядатаяхинский массивы) и второго типов (Ингилорского, Гердизского (сев. ч.), хр. Марункеу) положительные, характерен молодой модельный возраст – для гранитоидов обоих типов. Мантийный изотопный состав Hf в цирконах и близкий модельный возраст гранитоидов (1 млрд лет), позволяет утверждать, что источником гранитных магм являлась молодая существенно ювенильная кора.

Таким образом, рифтогенные граниты Полярного Урала – это малые магматические интрузии секущего либо послойного проникновения расплава. Граниты повышенной щелочности, калиевой, калиево-натровой серии с внутриплитными характеристиками. Формирование гранитоидов происходило преимущественно в позднем кембрии в интервале 516–487 млн лет. Изотопно-геохимические (εNd(t), O_{Zrn}, $\varepsilon Hf(t)_{Zrn}$) данные указывают на глубинныеусловия формирования гранитных расплавов.

Исследования проводятся в рамках проекта 15-18-5-57.

ЛИТЕРАТУРА

Андреичев В.Л. Ларионов А.Н., Литвиненко А.Ф.. Новые Rb-Sr и U-Pb данные о возрасте гранитоидов Сядатаяхинской интрузии (Полярный Урал) / Литосфера, 2007. № 1. 147-154.

Куликова К.В., Соболева А.А., Удоратина О.В., Гроув М. Возраст метагранитоидов эклогит-гнейсового комплекса хребта Марункеу (Полярный Урал) / Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы. Мат-лы Всерос. науч. конф. с междунар. участием. XV Чтения памяти академика А.Н. Заварицкого. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2012. С. 155-157.

Шишкин М.А., Шкарубо С.И., Маркина Н.М., Молчанова Е.В., Калаус С.В. Основные итоги создания комплекта государственной геологической карты б-бы 1:1 000 000 (3-е поколение) листа R-41 (Амдерма) / Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России: Мат-лы XV Геологического съезда республики Коми. Т. II. Сыктывкар, ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 183-185.

Шуйский А.С., Удоратина О.В., Миллер Е.Л., Кобл М. Метагранитоиды Ингилорского массива (Полярный Урал): U-PB данные // Мат-лы IV Междунар. науч.-практ. конф. молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского, Санкт Петербург, ФГУП «ВСЕГЕИ». СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2015. С. 481-485.

Soboleva A.A., Udoratina O.V. Neoproterozoic and early Paleozoic A-type rhyolites and granites in the Subpolar and Polar Urals // International Conference on A-type Granites and Related Rocks through Time (IGCP-510). Helsinki, Finland, 2010. Abstract Volume. P. 101-103.

Шуйский А.С., Удоратина О.В., Куликова К.В., Саватенков В.М., Посохов В.Ф. Изотопно-геохимические особенности гранитоидов А-типа Полярного Урала / XXI симпозиум по геохимии изотопов им. академика А.П. Виноградова (15–17 ноября 2016 г.). Тезисы докладов / ГЕОХИ РАН. М.: Акварель. 2016. С. 214-217.

Шуйский А.С., Удоратина О.В., Миллер Е.Л., Кобл М.А. Гранитоиды Гердизского массива (Полярный Урал): новые данные / Взаимодействие учреждений Роснедра, Минобрнауки России и РАН при региональном геологическом изучении территории Российской Федерации и ее континентального шельфа: Мат-лы V Межд. конф. молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского (28 февраля–3 марта 2017 г., ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) [Электронный ресурс] / Минприроды России, Роснедра, ВСЕГЕИ. Электрон. данные. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. 1 оптич. диск (DVD-ROM). Системные требования: ПК; Windows; AcrobatReader от 10.0; дисковод DVD-ROM. Загл. с экрана. С. 499-502.

RIFTOGENIC A-TYPE GRANITES OF THE POLAR URALS: NEW DATA

Shuyskiy A.S., Udoratina O.V.*, Meng Fancong**, Geng Jianzhen****

*Institute of Geology of Komi Science Centre UB RAS, Syktyvkar, Russia, self88@yandex.ru,
**Institute of Geology Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, China, mengfancong@yeah.net
***Institute of Geology and Mineral Resources, Tianjin, China, mumu1270@163.com

In the Polar Urals granitoids markers of riftogenic geodynamic conditions are developed. Isotope-geochronological and petrographic-petrogeochemical data on granitoids show that the conditions for their formation are post-collisional, and, along with other alkaline massifs in the north of the Urals, they mark rifting in this part of the Urals.

Granitoids were formed after the collision peak of the formation of Timanid, after 520 Ma, when the magmatism intensity fell sharply and only small volumes of rhyolite and A-type granites were formed [Soboleva, Udoratina, 2010].

Granitoid massifs are located within the North Ural fragment of the Central Ural uplift, folded by real complexes of pre-Uralids (Timanid).

According to recent data (U-Pb, SIMS) for single zircons, the granitoids of the massifs were formed in the late Cambrian-Early Ordovician time (Table 1).

The studied granitoids are divided into two types. The first is represented by Ochetinsky and Syadataykhinsky massifs located among greenschistmetamorphites in blocks that have not undergone significant tectonic deformations. Another type is the granitoids of the Ingilor and Gerdiz massifs, the small bodies of the Harbey complex and the Maruncuu ridge, located among the relatively highly-metamorphosed rocks.

Granitoids are distinguished by structural-textural and material features of rocks. Some are massive with preserved granite structures (type 1); in others, a secondary gneiss-like character is clearly expressed, and cataclastic, metamorphic, metasomatic structures are observed (2).

The features of granitides vary: 1) alkaline and subalkaline granites with the development of an alkaline amphibole or pyroxene. 2) subalkaline granites with biotite-muscovite parageneses with amphibole (actinolite, tremolite).

On the basis of petrographic, petrochemical and geochemical characteristics, the granites of the massifs are referred to the A-type granitoids (A_2).

The previously obtained Nd isotope data (Table 1) for granites of the first type showed the largest fraction of the depleted mantle material. Nd isotopic data for granites of the second type indicate that their source was either a mantle with a significant participation of a more ancient cortex (contamination) or an enriched mantle. The rocks are characterized by positive values of εNd (T): 1 type – 5.6–2.6, 2 type – –0.7…+08.

The oxygen isotopic compositions of zircon from granitoids is characterized by low values: 1 type – 6.1 ‰, 2 type – 4.7–6.9 ‰ (Table 1).

Table 1. The results of U-Pb dating, O, Hf-isotopic compositions of zircons and the Ndisotopic compositions of granitoids from the Polar Urals

Massif	№	Age(Ma)	$d^{18}O$, ‰	εNd(t)	εHf(t)	T_{DM2} (Ga)
			[Shuyskiy et al, 2016]			
Syadatayakhinskiy	368/3*	516 ± 2 [Andreichev et al., 2007] SHRIMP	6.1	2.6	–	–
Ochetinsky	70-41-03*	500 ± 5 [Shishkin et al., 2009] SHRIMP?	–	5.6	–	–
Ingilor	A11/11		–	–0.7	–	–
	A24/11	487 ± 7 [Shuyskiy et al., 2015] SHRIMP/LA-ICP-MS?	–	0.6	+2.16…+5.40	0.99–1.09
	A24a/11		4.7	0.8		
Gerdiz, Northern part	A52/14	496 ± 7 [Shuyskiy et al., 2017] SHRIMP	6.9	0.7	+2.15…+4.87	1.03–1.16
Marunkey	M143	495 ± 2.4 [Kulikova et al., 2012] SHRIMP	6.22	–	+2.58…+7.97	0.87–1.12

Note. The research was carried out at the VSEGEI Research Institute (*), (St. Petersburg) and Stanford University (USA). The isotope composition of oxygen in zircons was measured at the Institute of Nuclear Physics of the SB RAS (Ulan-Ude). The isotope composition of neodymium was obtained at IGGD RAS (St. Petersburg). The isotopic composition of hafnium was determined at the Institute of Geology and Mineral Resources (Tianjin, China). "–" – no data.

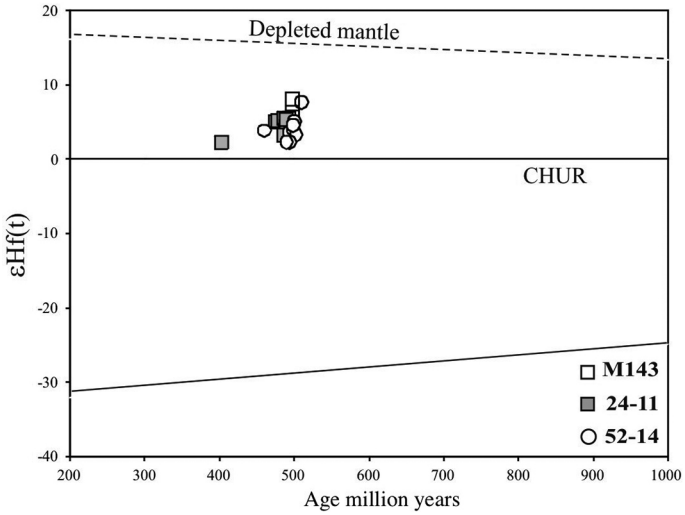


Fig. 1. Results of the analysis of $^{206}Pb/^{238}U$ age–εHf(t) of the dated zircons of the studied granitoids.

Isotope (εHf (t)) characteristics are established for zircons of the dated granitoids (Table 1, Fig. 1). All values obtained for the granitoids of the first (Ochetinsky, Syadatayhinsky massifs) and the second type (Ingilor, Gerdiz (northern), Marunkey) are positive; a young model age is characteristic for granitoids of both types. The mantle isotopic composition of Hf in zircon and the close model age of granitoids (1 Ga) allow us to state that the source of granitic magmas was the young essentially juvenile crust.

Thus, riftogenic granites of the Polar Urals are small magmatic intrusions of a secant or layered penetration of a melt. Granites of increased alkalinity, potassium, potassium-sodium series with intraplate characteristics. The formation of granitoids occurred mainly in the Late Cambrian in the interval 516–487 Ma. Isotope-geochemical (εNd(t), O_{Zrn}, $\varepsilon Hf(t)_{Zrn}$) data indicate the deep conditions for the formation of granite melts.

Studies are conducted within the framework of the project 15-18-5-57.

REFERENCES

Andreichev V.L. Larionov A.N., Litvinenko A.F. New Rb-Sr and U-Pbdata on the age of granitoids of the Syadatayakhinsky intrusion (Polar Urals) / Lithosphere, 2007, 1, 147-154.

Kulikova K.V., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Grove M. Age of metagranoid of the exegete-gneiss complex of the Marunkeu ridge (Polar Urals) / Geodynamics, ore deposits and deep structure of the lithosphere. Materials of the All-Russian scientific conference with international participation. XV Reading of the memory of Academician A. N. Zavaritsky. Ekaterinburg, IGG UrB RAS, 2012. P. 155-157.

Shishkin M.A., Shkarubo S.I., Markina N.M., Molchanova E.V., Kalaus S.V. The main results of the creation of a set of state geological maps for the 1st: 1 000 000 (3rd generation) of R-41 (Amderma) / Geology and Mineral Resources of the European North-East of Russia: Materials of the XV Geological Congress of the Komi Republic. T.II. Syktyvkar, IG Komi NC of the UrB RAS, 2009. P. 183-185.

Shuiskiy A.S., Udoratina O.V., Miller E.L., Coble M. Metragonoids of the Ingilor Massif (Polar Ural): U-Pb data // Proceedings of the IV International Scientific and Practical Conference of Young Scientists and Specialists of the Memory of Academician A.P. Karpinsky, St. Petersburg, FSUE "VSEGEI". SPb.: Publishing house VSEGEI, 2015. With. 481-485.

Soboleva A.A., Udoratina O.V. Neoproterozoic and early Paleozoic A-type rhyolites and granites in the Subpolar and Polar Urals // International Conference on A-type Granites and Related Rocks through Time (IGCP-510). Helsinki, Finland, 2010. AbstractVolume. P. 101-103.

Shuiskiy A.S., Udoratina O.V., Kulikova K.V., Savatenkov V.M., Posokhov V.F. Isotope-geochemical features of A-type granitoids of the Polar Urals / XXI Symposium on the Geochemistry of Isotopes named Academician A.P. Vinogradova (November 15–17, 2016). Theses of reports / GEOKHI RAS. M.: Watercolor. 2016. P. 214-217.

Shuiskiy A.S., Udoratina O.V., Miller E.L., Kobl M. A-type Granitoids of the Gerdiz massif (Polar Urals): New data / Interaction of Rosnedra institutions, the Ministry of Education and Science of Russia and the Russian Academy of Sciences in the regional geological study of the territory of the Russian Federation and its continental Shelf: Materials V Int. Conf. Young scientists and specialists of the memory of Academician A. P.Karpinsky (February 28–March 3, 2017, VSEGEI, St. Petersburg) [Electronic resource] / Ministry of Natural Resources of Russia, Rosnedra, VSEGEI. Electron. data. SPb.: Publishing house VSEGEI, 2017. 1 optic. ROM (DVD-ROM). System requirements: PC; Windows; AcrobatReader from 10.0; DVD-ROM drive. Ver. Fromthescreen. P. 499-502.

XENOCRYSTS AND MEGACRYSTS OF EARLY CRETACEOUS POST AROD CONGLOMERATE ALKALI OLIVINE-BASALT – BASANITE-NEPHELINITE ASSOCIATION (MAKHTESH RAMON, ISRAEL): INTERACTION WITH TRANSPORTING MAGMAS AND MORPHOLOGICAL ADJUSTMENT

Yudalevich Z., Vapnik Ye.

Ben-Gurion University of the Negev, Israel, yzinov@mail.ru, vapnik@bgu.ac.il

The magmatism of Makhtesh Ramon is characterized by Triassic alkali basalts of the Saharonim Formation and two Early Cretaceous associations. The layer of Aptian conglomerates of the Arod Formation divides the alkali basalts of Early Cretaceous age into PreArodcgl alkali gabbro-syenite and PostArodcgl alkali olivine-basalt – basanite-nephelinite series of magmatism [Yudalevich et al., 2014].

PostArodcgl series is most complicated according to its geological features, composition, spectrum and quantity of xenoliths, xeno- and megacrysts. Part of xenoliths corresponds to mantle dunites, harzburgites, lherzolites, werhlites, olivine clinopyroxenites and clinopyroxenites, olivine websterites and websterites, another part is represented by gabbroids of the lower crust such as norites, gabbro-norites, olivine- and phlogopite-bearing gabbro, and plagioclasites (andesine-labradorite). There are also xenoliths of tuffs of intermediate to acid composition of the Zenifim Formation (Neo-Proterozoic) and Mesozoic magmatic rocks including basalts, gabbro and microsyenites of PreArodcgl association. Commonly Pre-Mesozoic xenoliths are thermally and metasomatically altered by hosted basaltoids and nephelinites and by their post magmatic fluids.

Xeno- and megacrysts are disintegrated parts of xenoliths and they show similar and common petrographic and petrochemical features. Therefore, they only differ from xenoliths in size and thus, below, xeno- and megacrysts together classified as xenocrysts. There are following mineral varieties of xenocrysts: olivine, orthopyroxene, clinopyroxene, spinel (chromian spinel and herzinite), magnetite, amphibole, fluorapatite, nepheline, plagioclase, anorthoclase, nepheline, and quartz.

Xenocrysts differ from phenocrysts by the following features: 1) contact host rock-xenocryst corrosion; 2) fracturing, crystal-optic defects, and recrystallization; 3) existence of non-equilibrium minerals (quartz and orthopyroxene); 4) appearance of solid state decomposition textures, such as kelifitic texture, symplectite intergrowth, and eutectoid textures typical for orthopyroxene and amphibole; 5) melting of quartz, anorthoclase, and plagioclase; 6) contact metasomatic alteration with notable change of composition, particularly in the contact zone.

Because xenocrysts were totally surrounded by melt, they influenced more profound temperature shock in comparison to xenoliths. They were metamorphosed at conditions of sanidinite-pyroxene-hornfels facies of contact metamorphism and subjected to bimetasomatism.

Textures of solid-state reactions are typical for orthopyroxene and amphibole (kaersutite). Kelifitic decomposition rim develops around orthopyroxene. It is composed of fine-grained olivine and clinopyroxene with intergranular space filled by anorthoclase, zeolite, calcite, and saponite. Usually incongruent orthopyroxene [Brearley and Scarfe, 1986; Shaw, 1999; Kogarko et al., 2001] and amphibole [Ban et al., 2004] melting results in formation of olivine, clinopyroxene, and glass rich in SiO_2. Glass was not observed in the studied samples. We suggest that minor phases such as orthoclase, anorthoclase, oligoclase, zeolite, saponite, and calcite were formed at late stages of host melt crystallization but they influence xenocrysts solid-state decomposition.

The compositions of olivine and clinopyroxene formed due solid-state reactions became similar both for mantle and for lower crust orthopyroxene xenocrysts. For example, Mg* is between 0.71 and 0.80. Such values are similar to minerals in the matrix of host rocks.

Solid-state decomposition of amphibole is reflected in formation of rhönite and clinopyroxene with minor olivine, feldspars, zeolite, saponite, in some cases calcite and preserved relics of kaersutite. Relics of kaersutite do not have any direct contacts with host rock. The texture of aggregates is graphical (eutectoid) whereas the shape of pseudomorphs is subhedral and euhedral. Similar textures of amphibole decomposition were observed in xenoliths of peridotites, pyroxenites and mafic granulites. However, for xenoliths such decomposition is xenomorphic, and located within intergranular space between main minerals. In xenoliths, bearing kaersutite the last one also occurs within polymineralic aggregates.

Mg* of rhönite hosted by xenocrists and xenoliths is between 0.57 and 0.63 and similar to Mg* of rhönite (0.60–0.65) that formed at final stages of basanite and nephelinite crystallization. Nevertheless, Mg* is below the values for daughter-phase rhönite hosted in melt inclusions in olivine peridotites, where Mg* is between 0.59 and 0.76. Rhönite in remnant glass which formation is associated with post magmatic fluid degassing is characterized by significantly

lower Mg* down to 0.48. All types of rhönite show high and almost similar content of TiO_2 between 10.62 and 11.96 wt %.

The quartz melting is noted by the appearance of zone of yellow-brown or green-yellow glass along grain perimeter. The major composition of glass is SiO_2 (55 wt %), MgO (29 wt %), with admixture of Al_2O_3 (2 wt %) and volatiles. The glass is surrounded by clinopyroxene rim composed of tiny optically different oriented grains with interstices filled by brown orthoclase glass (67 % of normative orthoclase) and zeolite. The melting is evident for anorthoclase xenocrysts. This is formation of uncolored or crème-like glass at their rim or an appearance of spheroliths, attesting superheating of anorthoclase at crustal conditions [Arzill and Carroll, 2012]. At the border to glass, anorthoclase is decomposed into small rectangular domains (up to 0.05 mm) with interstices filled by glass. Such anorthoclase decomposition provides the formation of mesh-like and fingerprint-like textures. Comparing to anorthoclase from matrix, which is under saturated with respect to SiO_2 and contains normative nepheline, xenogenic anorthoclase contains normative hypersthene and quartz and respectively crystallized from SiO_2 saturated melt.

The melting of plagioclase (An39-59) is less evident than melting of quartz and anorthoclase and mainly indicated by the appearance of mesh- and fingerprint-like textures. Such textures are composed of micro domains of plagioclase and bright yellow and brown-yellow glass with several inclusions of micro-scales of biotite, vermicular and platy ilmenite, magnetite and fine-needle apatite. Symplectite intergrowth with titanium-augite is characteristic for plagioclase. Such symplectites occupy in some cases whole volume of xenocryst, and represent two-phase solid-state mixture, part of which demands surplus of TiO_2, FeO, and MgO from surrounding melt. The formation of more basic rim (An65-69) around plagioclase phenocrysts is another characteristic feature. Composition of basic plagioclase rim is similar to plagioclase composition in major part of host rocks. Experiments on plagioclase melting attest that plagioclase is easily subjected to similar transformations at relatively low pressure and high temperature between 1190 and 1307 °C [Tsuchijama, 1985, 1986]. Similar P-T conditions were reported for melt inclusions hosted in xenoliths [Vapnik, 2005].

The decompression of clinopyroxene loosened its texture and correspondingly increased porosity and permeability for host rock fluid percolation [Кутолин и др., 1976; Tsuchijama, 1986]. There two types of clinopyroxene that differ in inner structure but show similar petrographic and chemical characteristics. These are monocrystals and intergrowth of several somewhat different optically oriented crystals. Both clinopyroxene types are unified by the ability of recrystallization of initially xenomorphic grains into accurate crystal forms. Multigrain intergrowths of clinopyroxens are particularly interesting phenomenon. They represent small xenoliths with granoblastic texture, which nevertheless reveal the affinity for regeneration of accurate monocrystal. In some cases, orthopyroxene and even olivine have been used for the reshaping of intergrowth. Such self-faceting shows several typical stages: crystallographic recrystallization of granoblastic aggregate within the general accurate crystal form; starting twinning and ordering of zoning; optical homogenization or, in other words, recrystallization of different oriented grains into the monocrystal. Self-faceting was also observed for olivine, amphibole, plagioclase, and anorthoclase. Thus, the finding of such megacrysts suggest that they are recrystallized fragments of clinopyroxenites, dunites, and felsic rocks. The textural incompleteness of such mineral inclusions supports their initially xenogenic nature.

Xenocrysts of olivine, apatite, magnetite, chromian and aluminium spinel form the group of refractory xenocrysts (melting temperature is higher than 1500 °C). At contact with host magma olivine and apatite are recrystallized into fine-grained aggregates with size of particles from a few microns up to 0.13 mm. Recrystallization shows local or volume character and annihilates the traces of previous plastic deformation. Contact thermal destruction was observed for magnetite with the formation of myrmekite textures composed of vermicular intergrowth of clinopyronexe, oligoclase, and in some cases zeolite. Margin of chromian and aluminium spinel grains is overgrown by titanomagnetite rim with content of TiO_2 corresponding to matrix of host rocks. Similar rim is typical for xenogenic magnetite.

The mesh of differently oriented veinlets of zeolite and/or calcite intersect rare xenocrysts of nepheline. Reactions were not observed at nepheline-basaltoid interface, although nepheline recrystallization into higher temperature carnegiete is possible.

Summing up, thermal behavior of xenocrysts in the host melt shows the following row of stability: 1) spinel and nepheline do not show microscopic evident decomposition; 2) apatite and olivine typically recrystallized; 3) magnetite shows myrmekitization; 4) orthopyroxene, amphibole, and plagioclase decomposed in a solid state; 5) plagioclase, anorthoclase, and quartz are subjected to melting. All xenocrysts have been influenced by contact metasomatic alteration and that together with shape recrystallization influence their visual similarity to phenocrysts. We hope that presented empirical data may provide the basis for petrogenetic separation of phenocrysts from xenocrysts.

REFERENCES

Кутолин В.А., Агафонов Л.В., Чепуров А.И. Относительная устойчивость оливина, пироксенов и граната в базальтовой магме и состав верхней мантии // ДАН СССР. 1976. Т. 321, № 5. Р. 1218-1221.

Юдалевич З.А., Ферштатер Г.Б., Эяль М. Магматизм Махтеш Рамона: геология, геохимия, петрогенезис (Природоохранная зона Хар ха-Негев, Израиль) // Литосфера. 2014. V. 3. P. 70-92.
Arzill F., Carroll M. Crystallization kinetic of alkali feldspar in cooling and decompression included crystallization experiments in trachytic melt // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2012. V. 166. P. 1011-1027.
Ban M., Witt-Eickschen G., Klein M., Seck H. The origin of glasses in hydrous mantle xenoliths from the West Eifel, Germany: incongruent break down of amphibole // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2004. V. 148 N. 5. P. 511-523.
Brearley M., Scarfe C. Dissolution rates of upper mantle minerals in alkali basalt melt at high pressure: an experimental study and implications for ultramafic xenoliths survival // Journal of Petrology. 1986. V. 27. N. 5. P. 1157-1182.
Kogarko L., Kurat G., Ntaflos T. Carbonate metasomatism of the oceanic mantle beneath Fernando de Noronha Island, Brazil // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2001. V. 140. P. 577-587.
Shaw C. Dissolution of orthopyroxene in basaltic magma between – 0.4–0.2 GPa: further implications for the origin of Si-rich alkaline glass inclusions in mantle xenoliths // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1999. V. 135. N. 2. P. 114-132.
Tsuchijama A. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside–albite–anorthite, and origin of crusty plagioclase in andesites // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1985. V. 89. P. 1-19.
Tsuchijama A. Melting and dissolution kinetics: application to partial melting and dissolution of xenoliths // Journal of Geophysical Research. 1986. V. 91. Series B9. P. 9395-9406.
Vapnik Ye. Melt and fluid inclusions and thermobarometry of mantle xenoliths in Makhtesh Ramon, Israel // Israel Journal of Earth Sciences. 2005. V. 54. P. 15-28.

КСЕНОКРИСТЫ И МЕГАКРИСТЫ РАННЕМЕЛОВОЙ POSTARODCGL ЩЕЛОЧНОЙ ОЛИВИН-БАЗАЛЬТ–БАЗАНИТ-НЕФЕЛИНИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ МАХТЕШ РАМОНА (ИЗРАИЛЬ), ИХ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ С ВЫНОСЯЩИМИ РАСПЛАВАМИ И МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

Юдалевич З., Вапник Е.

Университет им. Бен-Гуриона, Беэр-Шева, Израиль, yzinov@mail.ru; vapnik@bgu.ac.il

Магматизм Махтеш Рамона представлен триассовыми щелочнымит базальтами формации Saharonim и двумя раннемеловыми ассоциациями, разделенными слоем аптских конгломератов на PreArodcgl щелочную габбро-сиенитовую и PostArodcgl щелочную оливин-базальт – базанит – нефелинитовую. PostArodcgl самая сложная из них по внутреннему строению, составу и насыщенности ксенолитами, ксено- и мегакристами [Юдалевич и др., 2014]. Часть ксенолитов образована мантийными дунитами, гарцбургитами, лерцолитами, верлитами, оливиновыми клинопироксенитами и клинопироксенитами, оливиновыми вебстеритами и вебстеритами, часть – нижнекоровыми габброидами (или мафическими гранулитами), представленными норитами, габбро-норитами, оливин- и флогопит-содержащими габбро, а также плагиоклазитами (андезин-лабрадоритами). Кроме того, встречаются ксенолиты туфов среднего и кислого состава позднепротерозойского возраста (формация Zenifim) и мезозойских магматических пород, в том числе базальтов, габбро и микросиенитов PreArodcgl ассоциации.

Общей особенностью ксенолитов является проработка вмещающими базальтоидами или нефелинитами и их позднемагматическими флюидами. Ксено- и мегакристы, являющиеся дезинтегрированными частями ксенолитов, узнаются по общим для тех и других петрографическим и петрохимическим признакам, и различаются лишь по размеру, в связи с чем далее (для краткости изложения) мы будем называть те и другие ксенокристами. Установлены следующие минеральные виды ксенокристов: оливин, ортопироксен, клинопироксен, шпинель (хром-шпинель и герцинит), магнетит, амфибол, фтор-апатит, нефелин, плагиоклаз, анортоклаз, нефелин и кварц. От фенокристов вмещающих пород они отличаются: 1) приконтактовой коррозией; 2) трещиноватостью, кристаллооптическими дефектами и рекристаллизацией; 3) несоответствием состава ксеногенных минералов парагенезису вмещающих пород (появление «запрещенных» минералов, таких как кварц и ортопирокен); 4) образованием структур твердофазного распада, том числе, келифитовых, симплектитовых и эвтектоидных структур наблюдаемых в ортопироксене и амфиболе; 5) плавлением, очевидным для кварца, анортоклаза и плагиоклаза; 6) диффузионным воздействием вмещающих пород, сопровождающимся заметным изменением состава, особенно в их приконтактовых зонах.

Относительно пунктов 4–6 заметим, что ксенокристы, со всех сторон окруженные расплавом, испытывают более значительный, чем ксенолиты, температурный шок, сходный с высокотемпературными фациями контактового метаморфизма, осложненными двусторонней диффузией.

Структуры распада характерны для ортопироксена и амфибола (керсутита). В первом они проявились в развитии по его периферии келифитовой каймы из мелкозернистого оливина и клинопироксена, в интергранулярных промежутках которых находятся анортоклаз, цеолит, кальцит и сапонит. Как правило, распад ортопироксена [Brearley and Scarfe, 1986; Shaw, 1999; Kogarko et al., 2001], и амфибола [Ban et al., 2004], приводит к образованию, наряду с оливином и клинопироксеном, богатого SiO_2 стекла (результат инконгруэнтного плавления). В изучаемых образцах подобное стекло не установлено. Наличие же в межзерновом пространстве новообразованных микрозернистых минералов, таких как ортоклаз, анортоклаз, олигоклаз, цеолит, сапонит и кальцит относящихся к поздней флюидной стадии кристаллизации вмещающих пород, по-видимому, контролировало прохождение твердофазных реакций.

Состав оливина и клинопироксена, независимо от принадлежности ортопироксена к мантийному или нижнекоровому, выравнивается и, к примеру, по Mg* (0.71–0.80) соответствует таким же минералам матрикса вмещающих пород. При распаде амфибола образуются микрозернистые ренит и клинопироксен (доминирующие), оливин, плагиоклаз, цеолит, сапонит, местами кальцит и нередко сохраняется реликтовый керсутит, не имеющий прямых контактов с окружающей породой. Структура агрегатов графическая (эвтектоидная), а форма псевдоморфоз суб- и эвгедральная. Аналогичные структуры распада амфибола распространены в кенолитах перидотитов, пироксенитов и мафических гранулитов, но в них они ксеноморфны, занимают интергранулярные промежутки между главными минералами. Mg* ренита ксенокристов и ксенолитов (0.57–0.63) близка к таковой в ренита поздней стадии кристаллизации вмещающих базальтоидов и нефелинитов (0.60–0.65), но ниже, чем в дочернем ренита из расплавных включений в оливине перидотитов (0.69–0.76). Ренит остаточных стекол и ассоциирующий с позднемагматической минерализацией магматитов характеризуется заметно пониженной магнезиальностью (Mg* = 0.48). При этом, всем типам ренита свойственно высокое и примерно одинаковое содержание TiO_2 (10.62–11.96 мас. %).

Плавление кварца фиксируется образованием по его периметру зоны желто-коричневого или зеленовато-желтого стекла, в основном, состоящего из SiO_2 (55.0 мас. %), MgO (29.0 мас. %), летучих и небольшой примеси Al_2O_3 (2.0 мас. %). Стекло, в свою очередь, с внешней стороны окружено клинопироксеновой каймой из мелких, оптически различно ориентированных зерен с межзерновыми промежутками, заполненными коричневым ортоклазовым стеклом (67 % нормативного ортоклаза) и цеолитом. Не менее отчетливо плавятся ксенокристы анортоклаза с образованием в его краевой зоне бесцветного, кремового и других светлых оттенков стекла и сферолитовых участков, свидетельствующих о экстремальном нагреве минерала в условиях коры [Arzill and Carroll, 2012]. На границе со стеклом анортоклаз дезинтегрируется на мелкие (до 0.05 мм) прямоугольные домены, промежутки между которыми также заполнены стеклом и вместе с ним формируют решетчатую и fingerprint-like структуры. В отличие от мелкозернистого анортоклаза из матрикса недосыщенных SiO_2 вмещающих пород с нормативным нефелином, ксеногенный (с нормативными гиперстеном и кварцем) представляет насыщенную SiO_2 магму. Плавление плагиоклаза (An39-59) выражено слабее, чем кварца и анортоклаза, и индицируется, главным образом, решетчатой и fingerprint-like структурами, представляющими собой комбинации микродоменов плагиоклаза и светло-зеленого и коричневато-желтого стекла с включениями небольшого количества микрочешуй биотита, червеобразного и пластинчатого ильменита, магнетита, тонкоигольчатого апатита. В плагиоклазе, кроме того, широко распространены симплектитовые эвтектоидные срастания (точнее прорастания) с титан-авгитом, иногда охватывающие всю площадь ксенокриста, и это явление, по-видимому, можно рассматривать как твердофазную двойную смесь, часть которой полностью зависит от привноса TiO_2, FeO и MgO из окружающего расплава Еще одна особенность ксенокристов плагиоклаза – образование более основной (An65-69) краевой зоны, по составу соответствующей плагиоклазу основной массы вмещающих пород. Эксперименты по плавлению плагиоклаза [Tsuchijama, 1985, 1986] показали, что плагиоклаз легко подвергается преобразованиям, подобным описанным, при низком давлении и высокой температуре (1190–1307 °C), т.е. в условиях, близких к генезису расплавных включений в ксенолитах [Vapnik, 2005].

Реакция клинопироксена на декомпрессию выражена в «разрыхлении» его структуры и соответственно в повышенной проницаемости флюидами вмещающего расплава и образовании пористой структуры [Кутолин и др., 1976; Tsuchijama, 1986]. Различаются два типа этого минерала, различных по особенностям внутреннего строения, имеющие одинаковые петрографические и петрохимические характеристики: монокристаллы и срастания из нескольких оптически различно ориентированных кристаллов. Те и другие объединяет способность к преобразованию первоначально ксеноморфных зерен в кристаллографически правильные формы. В этом смысле особенно интересны многозернистые срастания, по сути являющиеся небольшими ксенолитами клинопироксенитов с гранобластовой структурой, обнаруживающими, тем не менее, отчетливое стремление к регенерации генетически свойственной им пироксеновой формы. Причем, для постройки этих форм

иногда используются ортопироксен и даже оливин. В ходе такого рода самоогранки прослеживается определенная последовательность: кристаллографическая перестройка гранобластового агрегата в рамках общей для него правильной формы – появление начальных признаков двойникования и упорядочения зональности – оптическая гомогенизация, т.е. превращение разнообразно ориентированных зерен в монокристалл. Это касается не только клинопироксена, но также оливина, амфибола, плагиоклаза и анортоклаза, являющихся, таким образом, перекристаллизованными фрагментами клинопироксенитов, дунитов и полевошпатовых пород. Вместе с тем, структурная незавершенность таких вкрапленников позволяет видеть их изначально ксеногенный характер.

Группу более тугоплавких (1500 °С и выше) ксенокристов представляют оливин, апатит, магнетит, хромовая и алюминиевая шпинели. Первые два минерала отвечают на изменение термодинамических условий рекристаллизацией до тонкозернистого агрегата (с размером частиц от микронного до 0.13 мм), имеющей локальный или площадной характер и являющейся реакцией на снятие следов предшествующих пластических деформаций. В магнетите местами происходит приграничное разрушение, фиксируемое образованием «мирмекитовых» структур из мелких червеобразных вростков клинопироксена. олигоклаза, иногда цеолита. Обе шпинели по периферии зерен обрастают титаномагнетитовой каймой с содержанием TiO_2, соответствующим значениям в титаномагнетите матрикса вмещающих пород. То же самое происходит и с ксеногенным магнетитом.

Редкие ксенокристы нефелина пересечены сетью различно ориентированных прожилков цеолита и/или кальцита. Реакционных явлений на границе нефелина с базальтоидами не отмечено, хотя его переход в более высокотемпературный карнегиит вполне вероятен.

Таким образом, по степени устойчивости ксенокристов к температурному воздействию вмещающего расплава намечается следующий ряд: 1) шпинель и нефелин (микроскопически изменения не проявлены), 2) апатит и оливин (рекристаллизация), 3) магнетит («мирмекитизация», 4) ортопироксен, амфибол, плагиоклаз (твердофазные превращения), 5) плагиоклаз, анортоклаз, кварц (плавление). Все ксенокристы подвержены диффузионному воздействию вмещающей магмы и это, вместе с направленным изменением их формы, приводит в конечном счете к стиранию их существенных отличий от фенокристов. С этой точки зрения, приведенные эмпирические данные могут лечь в основу петрогенетического разделения фенокристов от ксенокристов.

ЛИТЕРАТУРА

Кутолин В.А., Агафонов Л.В., Чепуров А.И. Относительная устойчивость оливина, пироксенов и граната в базальтовой магме и состав верхней мантии // ДАН СССР. 1976. Т. 321, № 5. Р. 1218-1221.

Юдалевич З.А., Ферштатер Г.Б., Эяль М. Магматизм Махтеш Рамона: геология, геохимия, петрогенезис (Природоохранная зона Хар ха-Негев, Израиль) // Литосфера. 2014. Т. 3. Р. 70-92.

Arzill F., Carroll M. Crystallization kinetic of alkali feldspar in cooling and decompression included crystallization experiments in trachytic melt // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2012. V. 166. P. 1011-1027.

Ban M., Witt-Eickschen G., Klein M., Seck H. The origin of glasses in hydrous mantle xenoliths from the West Eifel, Germany: incongruent break down of amphibole // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2004. V. 148 N. 5. P. 511-523.

Brearley M., Scarfe C. Dissolution rates of upper mantle minerals in alkali basalt melt at high pressure: an experimental study and implications for ultramafic xenoliths survival // Journal of Petrology. 1986. V. 27. N. 5. P. 1157-1182.

Kogarko L., Kurat G., Ntaflos T. Carbonate metasomatism of the oceanic mantle beneath Fernando de Noronha Island, Brazil // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2001. V. 140. P. 577-587.

Shaw C. Dissolution of orthopyroxene in basaltic magma between – 0.4–0.2 GPa: further implications for the origin of Si-rich alkaline glass inclusions in mantle xenoliths // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1999. V. 135. N. 2. P. 114-132.

Tsuchijama A. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside–albite–anorthite, and origin of crusty plagioclase in andesites // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1985. V. 89. P. 1-19.

Tsuchijama A. Melting and dissolution kinetics: application to partial melting and dissolution of xenoliths // Journal of Geophysical Research. 1986. V. 91. Series B9. P. 9395-9406.

Vapnik Ye. Melt and fluid inclusions and thermobarometry of mantle xenoliths in Makhtesh Ramon, Israel // Israel Journal of Earth Sciences. 2005. V. 54. P. 15-28.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ХАРАКТЕРИСТИКА И СХЕМА ФОРМИРОВАНИЯ ВЕНДСКИХ ПЛАГИОГРАНИТОИДОВ БУГУРИКТАЙ-МОДОНКУЛЬСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Якимов Т.С., Бадмацыренова Р.А.**, Гороховский Д.В.***

*Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия, yakimov-timur@mail.ru
**Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, roza1977@mail.ru

В пределах Джидинской зоны каледонид распространены вендские плагиогранитоиды относящиеся к островодужному этапу развития Джидинской островной дуги, их изучение позволяет более точно определить формирование островной дуги.

Интрузивные тела плагиогранитоидов распространены в юго-восточной части Модонкульского массива. Они образуют небольшие (до 2.5 км^2) тела среди диоритов и кварцевых диоритов джидинского комплекса, в пределах Бугуриктай-Модонкульского междуречья (рис. 1). Интрузии сложены или исключительно тоналитами, или тоналитами и плагиогранитами, среди диоритов и кварцевых диоритов более позднего аккреционно-коллизионного этапа. Взаимоотношения гранитоидов с вмещающими диоритами довольно часто перекрыты рыхлыми отложениями либо вдоль их предполагаемых границ отмечаются широкие распадки (рис. 1). Местами в приконтактовых частях, со стороны диоритов отмечаются мелкозернистые породы габбро-диоритового состава. Породы в целом средне-, крупнозернистого строения. Во внутреннем строении интрузий отмечается слабая зональность. В тоналитовой интрузии – это выражается в более лейкократовом составе пород центральной части, по сравнению с ее краевой, где тоналиты содержат до 8–10 % роговой обманки по сравнению с 1–2 % в центре. В плагиогранит-тоналитовом массиве, центральная часть представлена амфибол-биотитовыми плагиогранитами, которые к периферии, постепенно сменяются биотит-амфиболовыми тоналитами.Также отмечается, что породы центральной части интрузии имеют средне- крупнозернистое строение, а по периферии в гранитоидах развиты неравномернозернистые структуры (рис. 1).

По химическому составу плагиогранитоиды Бугуриктай-Модонкульского междуречья отвечают семейству тоналитов и гранитов, которые характеризуются содержаниями SiO_2 = 65.20–70.70 %. Они относятся к высокоглиноземистым и низкоглиноземистым (Al_2O_3 – 13.8–17.8 %), породам нормального ряда натровой серии (Na_2O/K_2O = 4.11–11.16). На классификационной диаграмме *Ab–An–Or* точки составов плагиогранитоидов Бугуриктай-Модонкульского междуречья располагаются в поле тоналитов и гранитов [Гороховский и др., 2016].

Для изотопно-геохронологических исследований была отобрана проба – М11-822 из высокоглиноземистых тоналитов Бугуриктай-Модонкульского междуречья (рис. 1). Возраст цирконов из высокоглиноземистых тоналитов составляет 560–570 млн лет, что позволяет предполагать вендский возраст формирования тоналитов [Гордиенко и др., 2015].

Плагиогранитоиды Бугуриктай-Модонкульского междуречья по петрографическому составу и петрохимическим характеристикам относятся к гранитоидам I-типа. [Гороховский и др., 2016]. В соответствии с ве-

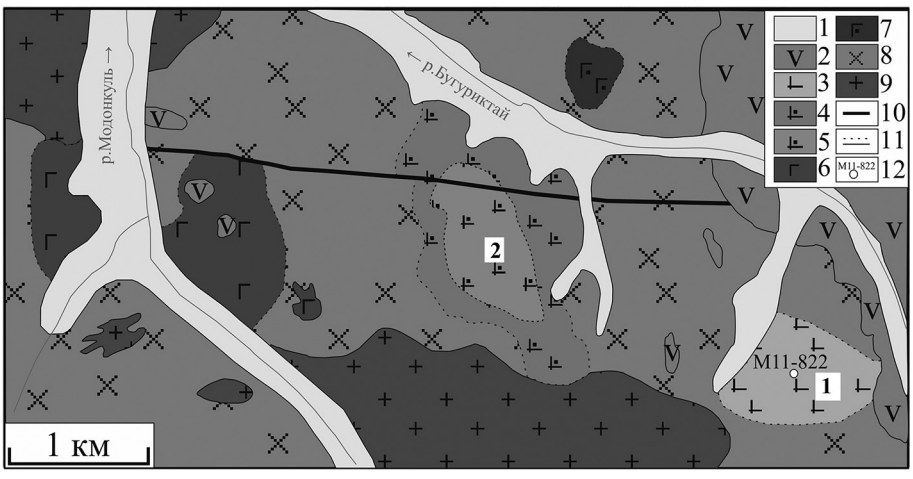


Рис. 1. Схема геологического строения бассейнов рек Модонкуль и Бугуриктай по данным В.Д. Баянова и др. (1992), с изменениями.

1 – четвертичные отложения; 2–6 – островодужные образования: 2 – андезит-базальтовая толща (V), 3 – высокоглиноземистые тоналиты (V), 4 – низкоглиноземистые тоналиты (V), 5 – низкоглиноземистые плагиограниты (V), 6 – габброиды (V); 7–8 – аккреционно-коллизионные образования: 7 – габброиды ($Є_2$), 8 – диориты и кварцевые диориты ($Є_2$); 9 – верхнепалеозойские гранитоиды; 10 – разломы; 11 – границы;12 – место отбора пробы М11-822.

Номер пробы	Возраст	Sm мкг/г	Nd мкг/г	Sm147/ Nd 144	Nd 143/ Nd144	εNd(T)	TNd(DM-2st)
M11-822	570.00	2.041	8.887	0.13885	0.5128609	8.58	588
961	560.00	1.610	5.891	0.14750	0.5128230	7.14	699

Рис. 2. Sm-Nd изотопные данные для высокоглиноземистых и низкоглиноземистых тоналитов Бугуриктай-Модонкульского междуречья.

Рис. 3. Схематическая модель формирования тоналит-плагиогранитной ассоциации Джидинской островодужной системы в венд-кембрийское время.

щественными характеристиками, I-тип гранитоидов делится на низкоглиноземистые и высокоглиноземистые, что в первую очередь подразумевает различия их по *P-T*-условиям образования [Defant, Drummond, 1990; Туркина, 2000], а также предельные вариации глинозема указывает на то, что субдуцирующая океаническая плита имела пологий наклон.

Генерация высокоглиноземистых тоналитовых магм, связывается с частичным плавлением мафического источника, при 16 кбар и температуре 1000 °С, который, в ходе погружения плиты, преобразуется в гранат-содержащие амфиболиты(CPx + Hb + Pl + Gr (17–15 %)). Данный процесс свойственен ранним стадиям заложения зоны субдукции, при погружении и последующем плавлении молодой «горячей» океанической коры, с возрастом менее 25 млн лет, на момент формирования субдукционной системы [Defant, Drummond, 1990; Sajona et al., 1993]. Sm-Nd изотопные исследования подтверждают это, поскольку тоналиты характеризуются высокой положительной величиной $\varepsilon_{Nd}(T) = +8.5$, а также относительно молодым возрастом протолита – $T_{Nd}(DM\text{-}2st)$ – 588 млн лет. (рис. 2) [Гороховский и др., 2016].

Образование низкоглиноземистых плагиогранитоидных магм, связывается с плавления метабазитов, расположенных в низах и/или основании островодужной системы в равновесии с плагиоклазсодержащим реститом (Hb + Pl + CPx + Opx). Древний модельный возраста протолита – TNd(DM-2st) – 699 млн лет, указывает на подчиненное участие древнего корового материала (рис. 2).

Таким образом, по установленным P-T параметрам и условиям образования плагиогранитоидных магм была построена схематическая модель формирования, что наглядно показывает область магмогенерациии тоналит-плагиогранитной ассоциации (рис. 3).

ЛИТЕРАТУРА

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

Гороховский Д.В., Елбаев А.Л., Якимов Т.С. Петрология и геодинамическая природа вендских плагиогранитоидов Джидинской зоны (юго-западное Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Мат-лы совещ. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2016. Вып. 14. С. 55-57.

Туркина О.М. Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия. 2000. № 7. С. 704-717.

Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. N 347. P. 662-665.

Sajona F.G., Maury R.C., Bellon H., Cotten J., Defant M.J., and Pubellier M. 1993, Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines: Geology, v. 21, p. 1007-1010.

GEOLOGICAL STRUCTURE, CHARACTERISTIC AND SCHEME OF FORMATION VENDIAN PLAGIOGRANITOIDS BUGURIKTAY-MODONKULSKOGO INTERFLUVE OF THE DZHIDINSKAYA ZONE (SOUTHWEST TRANSBAIKALIA)

Yakimov T.S., Badmatsyrenova R.A.**, Gorokhovsky D.V.***

*Buryat state university, Ulan-Ude, Russia, yakimov-timur@mail.ru
**Geological Institute of SB RAS, Ulan-Ude, Russia, roza1977@mail.ru

Within the Dzhidinsky zone caledonid the vendianplagiogranitoids which are falling into to an ostrovoduzhny stage of development of the Dzhidinsky island arch are widespread, their studying allows to specify formations of an island arch more.

Intrusive bodies of plagiogranitoid are widespread in a southeast part of the Modonkulskiyrock mass. They compose small (to 2, 5 sq.km) bodies among diorites and quartz diorites of a dzhidinskiy complex, within Buguriktay-Modonkulsky interfluve. Intrusions are put or exclusively by tonolites, or tonolites and plagiogranits, among diorites and quartz diorites of later accretionary and conflict stage. Relationship of granitoids with the containing diorites is quite often blocked by friable deposits or along their estimated borders wide nickare noted. Places in the near contact parts, from diorites note compact-grained breeds of gabbro-diorites of structure. Breeds in general average, coarse-grained structure. In interior of intrusions weak zonality is noted. In the tonalites intrusion – it is expressed in more leucocratic structure of breeds of the central part, in comparison with its regional where tonalites contain to 8–10 % of amphibole in comparison with 1–2 % in the center. In the plagiogranite-tonalitesrock mass, the central part is presented plagiogranites amphibole-biotitic which to the periphery, are gradually replaced biotite-amfibolic by tonalities. Also it is noted that breeds of the central part of the intrusion have an average coarse-grained structure, and on the periphery in granitoids not equigranular textures are developed (Fig. 1).

On chemical composition of a plagiogranitoids of Buguriktay-Modonkulskiyinterfluve answer family of tonolites and granites which are characterized by the maintenance of SiO_2 = 65.20–70.70 %. They fall into high-aluminous and low-aluminous (Al_2O_3 – 13.8–17.8 %), rocks of a normal series of a sodium series (Na_2O/K_2O = 6.64–11.16). On the classification chart Ab-An-Or of a point of structures of plagiogranitoides of Buguriktay-Modonkulskiyinterfluve settle down in the field of tonolites and granites [Gorokhovsky et al., 2016].

For isotope and geochronological researches test – M11-822 from high-aluminous tonolites of Buguriktay-Modonkulskiyinterfluve (Fig. 1) was selected. The age of zircons makes 560–570 Ma of high-aluminous tonolites that allows to assume a vendianage of formation of tonalites [Gordiyenko et al., 2015].

Plagiogranitoides of Buguriktay-Modonkulskiyinterfluve on petrographic structure and petrochemical characteristics fall into to I-type granitoids [Gorokhovsky et al., 2016]. According to real characteristics, the I-type of gran-

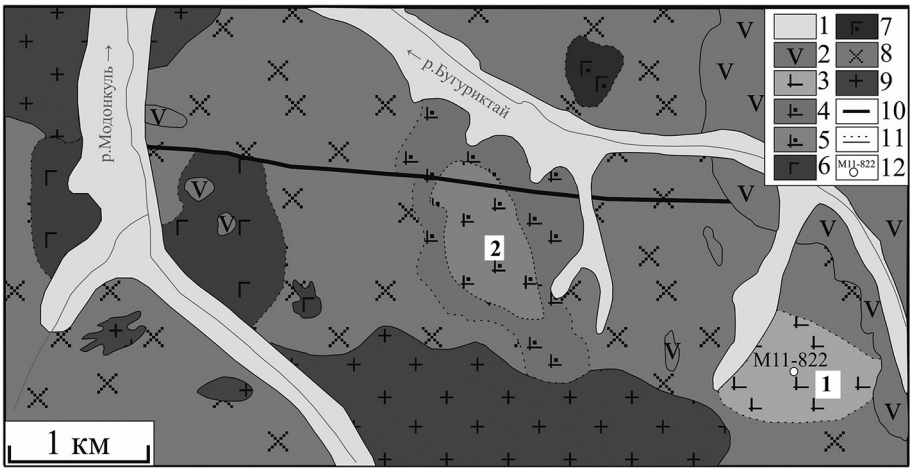


Fig. 1. The scheme of a geological structure of basins of the rivers Modonkul and Buguriktay according to V.D. Bayanov, etc. (1992), with changes.

1 – quarternary deposits; 2–6 – ostrovoduzhny educations: 2 – an andesite-basalt thickness (V), 3 – high-aluminous tonolites (V), 4 – low-aluminoustonolites (V), 5 – low-aluminous plagiogranites (V) 6 – gabbroids(V); 7–8 accretionary and conflict formations: 7 – gabbroids (Є2), 8 – diorites and quartz diorites (Є2); 9 – Pz_3granitoids; 10 – breaks; 11 – borders; 12 – place of a sampling of M11-822.

Номер пробы	Возраст	Sm мкг/г	Nd мкг/г	Sm147/ Nd 144	Nd 143/ Nd144	εNd(T)	TNd(DM-2st)
M11-822	570.00	2.041	8.887	0.13885	0.5128609	8.58	588
961	560.00	1.610	5.891	0.14750	0.5128230	7.14	699

Fig. 2. Sm-Nd isotope data for high-aluminous and low-aluminous tonolite of Buguriktay-Modonkulskiy interfluves.

Fig. 3. Schematic model of formation of tonalit-plagiogranites association of Dzhidinsky island arch system in vend-cambriantime.

itoids shares on low-aluminous and high-aluminous that first of all means distinctions them on education P-T-conditions [Defant, Drummond, 1990; Turkina, 2000], and also points the limiting variations of alumina that oceanic plate had a flat inclination in the subduction.

Oscillation high-aluminous the tonalites of magmas, contacts partial melting of a mafic source, at 16 Kbar and temperature 1000 °C which, during immersion of a plate, will be transformed to granat containingamfibolites (CPx + + Hb + Pl + Gr (17–15 %)). This process is peculiar to early stages of an underlay of a zone of a subduction, at immersion and the subsequent melting of the young "hot" oceanic crust, less than 25 Ma, at the time of formation of subduction system with age [Defant, Drummond, 1990; Sajona et al., 1993]. Sm-Nd isotope researches confirm it as tonalites are characterized by high positive size εNd (T) = + 8.5, and also rather young age of a protolyte – TNd (DM-2st) – 588 Ma (Fig. 2) [Gorokhovsky et al., 2016].

Education low-aluminous the plagiogranitoides of magma, communicates from melting of the metabazit located in bottoms and/or the basis of island arch system in equilibrium with a plagioclase containingrestit (Hb + Pl + CPx + + Opx). Ancient model an age of a protolyte – TNd (DM-2st) – 699 Ma, indicate the subordinated participation of ancientcrustian material (Fig. 2);

Thus, in the parameters and conditions of education set by P-T the plagiogranitoides of magmas the schematic model of formation was constructed that demonstrates area of a magmogeneration of tonalit-plagiogranitesassociation (Fig. 3).

REFERENCES

Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. N 347. P. 662-665.

Gordiyenko I.V., Gorokhovsky D.V., Elbayev A.L., Bayanova T.B. New data on age of early Paleozoic gabbroidand granitoid magmatism of the Dzhidinsky zone каледонид (Southwest Transbaikalia, Northern Mongolia) // it is GIVEN. 2015. T. 463. No. 5. P. 576-580.

Gorokhovsky D.V., Elbayev A.L., Yakimov T. S. Petrologiya and the geodynamic nature the vendian of plagiogranitoid of the Dzhidinsky zone (southwest Transbaikalia) // Geodynamic evolution of a litosphere of the Central Asian relative frame belt (from the ocean to the continent). Meeting materials. Irkutsk: IZK Siberian Branch of the Russian Academy of Science, 2016. Issue 14. P. 55-57.

Sajona F.G., Maury R.C., Bellon H., Cotten J., Defant M.J., and Pubellier M. 1993, Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines: Geology, v. 21, p. 1007-1010.

Turkina O.M. Model geochemical types tonalit-trondemitof melts and their natural equivalents // Geochemistry. 2000. No. 7. P. 704-717.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Азовскова О.Б. 6
Алексеев В.И. 9
Алексеев И.В. 9
Алымова Н.В. 14
Андреичев В.Л. 19, 298
Аносова М.О. 133
Антипин А.Н. 326
Антипин В.С. 23
Антонов А.Ю. 291
Анфилогов В.Н. 326
Артеменко Г.В. 27

Бадмацыренова Р.А. 368
Базиков Н.С. 253
Беа Ф. 108
Белковский А.И. 32
Белоусова Е.А. 181, 242
Беляцкий Б.В. 181
Берзина А.Н. 37
Берзина А.П. 37
Бескин С.М. 40
Богданова С.В. 205
Богомолов Е.С. 153
Боровков Н.В. 43
Бородина Н.С. 138
Бурмакина Г.Н. 291, 331
Бухарова О.В. 276
Буянтуев М.Д. 330

Валеева О.К. 192
Валуй Г.А. 47
Вапник Е. 365
Варламов Д.А. 304
Великославинский С.Д. 90
Вельдемар А.А. 52
Вишнякова М.Д. 55, 138
Владимиров А.Г. 291, 309
Владимиров В.Г. 57, 121
Владыкин Н.В. 14
Вовна Г.М. 52
Возняк А.А. 205
Володькова Т.В. 60
Волчек Е.Н. 198
Вотяков С.Л. 64, 67, 70, 100, 102, 105, 190

Гаврюшкина О.А. 73, 146
Ген Ц. 298, 304
Гёрти Г. 208
Гибшер А.А. 242
Гимон В.О. 37
Гладкочуб Д.П. 90
Глебовицкий В.А. 153
Гоголев М.А. 43
Головина Т.А. 192
Голозубов В.В. 146
Голубева И.И. 76
Гороховский Д.В. 368
Гроув М. 208
Гуляева Т.Я. 250

Далимов Р.Т. 83
Денисова Ю.В. 80
Дерюгина Л.К. 126
Десятниченко Л.И. 138
Диваев Ф.К. 83
Донская Т.В. 90
Дугданова Е.Е. 330
Душин В.А. 94
Дьячков Б.А. 97

Ерохин Ю.В. 113
Ершова В.Б. 166

Зайцева М.В. 100, 102, 282
Замятин Д.А. 64, 67, 105, 190
Зимановская Н.А. 97
Зинькова Е.А. 108

Иванов К.С. 113, 273
Иванова Н.Д. 115
Избродин И.А. 233

Каллистов Г.А. 117, 129
Капитанова В.А. 298
Капитонов И.Н. 294
Кармышева И.В. 121
Касаткин С.А. 146
Киселева Д.В. 126, 280, 282
Кобл М.А. 19, 149, 298, 304
Коновалова Е.В. 129
Конопелько Д.Л. 83
Конышев А.А. 133
Кориш Е.Х. 253
Коровко А.В. 138
Корсаков А.К. 115
Косарев А.М. 141
Котов А.Б. 90
Краснобаев А.А. 198
Кривчиков В.А. 159
Крук Е.А. 146
Крук Н.Н. 73, 146, 159
Крупчатников В.И. 159
Кудряшов Н.М. 149
Кузьменкова О.Ф. 205
Кузьмин В.К. 153
Кузьмин М.И. 156
Кузьмина О.Н. 97
Куйбида М.Л. 159
Куликов В.С. 163
Куликова В.В. 163
Кунаккузин Е.Л. 43
Кунгулова Э.Н. 276
Курапов М.Ю. 166

Ларин А.М. 90
Ларионов А.Н. 224

Левин А.В. 168
Леликов Е.П. 170
Летников Ф.А. 168
Литвиновский Б.А. 178
Лучицкая М.В. 181

Мазукабзов А.М. 90
Макарьев А.А. 166
Макарьева Е.А. 166
Малах Ю.Е. 192
Мальковец И.Г. 242
Марин Ю.Б. 40
Марчук М.В. 168
Межеловская С.В. 115, 187
Межеловский А.Д. 115
Мельник А.Е. 344
Мизерная М.А. 97
Миллер Э.Л. 19
Минервина Е.А. 133
Мирзошоев Б.Р. 321
Миркамалов Р.Х. 83
Михальский Е.В. 43
Михеев Е.И. 291
Михеева А.В. 190
Молчанов А.В. 344
Монтеро П. 108
Мотов А.П. 192
Мурзинцев Н.Г. 291

Натапов Л.М. 181
Нечеухин В.М. 198
Ниткина Е.А. 200
Носова А.А. 205

Ойцева Т.А. 97
Осипова Т.А. 117

Паверман В.И. 208
Панкрушина Е.А. 64
Петров Г.А. 214
Полин В.Ф. 219
Попова О.М. 159
Постников А.В. 205
Проскурнин В.Ф. 224
Проскурнина М.А. 224
Пучков В.Н. 228

Рампилов М.О. 233
Рахимов И.Р. 235, 267
Ремизов Д.Н. 76, 224
Рипп Г.С. 233
Ровнушкин М.Ю. 6
Родионов Н.В. 153
Ронкин Ю.Л. 214, 237, 273
Руднев С.Н. 121, 146, 159, 242
Русин А.И. 245
Рянская А.Д. 250

Савко К.А. 205, 253, 259
Садыхов Э.А. 264
Салихов Д.Н. 235, 267
Самсонов А.В. 253
Светов С.А. 43
Свириденко Л.П. 269
Селтманн Р. 83
Сергеев С.А. 344
Скляров Е.В. 90
Скублов С.Г. 344
Смирнов В.Н. 273
Смирнов С.З. 276
Соболева А.А. 19
Соколова Е.Н. 276
Солошенко Н.Г. 280
Старикова А.Е. 90
Стешенко Е.Н. 149
Стрелецкая М.В. 280, 282, 285
Сурков Н.В. 287

Тевелев Ал.В. 356
Терентьев Р.А. 253
Терехов А.В. 344
Тимкин В.И. 159
Толмачева Е.В. 90
Травин А.В. 291, 309
Третьяков А.А. 208
Третьякова И.Г. 242
Туркина О.М. 294

Удачин В.Н. 32
Удоратина О.В. 19, 149, 298, 304, 331, 359

Фан Лыу Ань 309
Ферштатер Г.Б. 315
Филимонова Л.Г. 318
Фонцон Мон 359

Хайртдинова Л.Р. 321
Халилова А.Ф. 6
Хачай Ю.В. 326
Хиллер В.В. 113
Ходоревская Л.И. 328
Холоднов В.В. 32, 129, 214, 267
Хубанов В.Б. 330, 331
Худолей А.К. 166
Хэнсон Р.Э. 208

Цзяньчжэнь Гэн 359
Цыбуляев С.В. 259
Цыганков А.А. 291, 304, 330, 331

Чевычелов В.Ю. 334
Чередниченко Н.В. 126

Шардакова Г.Ю. 138, 339
Шатов В.В. 344
Шатова Н.В. 344
Шелепаев Р.А. 121, 159
Шептякова Н.В. 23
Шкодзинский В.С. 346, 351

Шкурский Б.Б. 356
Шуйский А.А. 76
Шуйский А.С. 359
Щапова Ю.В. 64, 67, 70, 105

Юдалевич З. 365
Юшин К.И. 187

Якимов Т.С. 368
Яковлев В.А. 121
Якушик М.А. 356
Ярмолюк В.В. 156

LIST OF AUTHORS

Alekseev I.V. 11
Alekseev V.I. 11
Alymova N.V. 16
Andreichev V.L. 21, 300
Anosova M.O. 135
Antipin V.S. 25

Badmatsyrenova R.A. 370
Bazikov N.S. 256
Bea F. 30, 110
Belanteur N.F. 31
Belanteur O. 31
Belkovsky A.I. 34
Belousova E.A. 184
Belyatsky B.V. 184
Benali H. 31
Berzin S.V. 36
Berzina A.N. 38
Berzina A.P. 38
Borovkov N.V. 45
Bukharova O.V. 278
Buyantuev M.D. 330

Cambeses A. 30
Chevychelov V.Yu. 336
Coble M.A. 21, 151, 300, 306

Dalimov R.T. 85
Denisova Yu.V. 81
Divaev F.K. 85
Dokukin P.A. 87
Dokukina K.A. 87
Donskaya T.V. 92
Dugdanova E.E. 330

Geng J.Z. 300, 306, 361
Gimon V.O. 38
Girty G.H. 211
Gladkochub D.P. 92
Gogolev M.A. 45
Golovina T.A. 194
Golubeva I.I. 78
Gorokhovsky D.V. 370
Grove M. 211

Hanson R.E. 211
Holodnov V.V. 34, 216

Kallistov G. 119
Kapitanova V.A. 300
Kapitonov I.N. 296
Karmysheva I.V. 123
Kassama I. 31
Khayrtdinova L.R. 323
Khiller V.V. 87
Khubanov V.B. 330
Konopelko D.L. 85
Konyshev A.A. 135
Korish E.Kh. 256
Kosarev A.M. 143
Kotov A.B. 92
Krivchikov V.A. 161
Kruk N.N. 161
Krupchatnikov V.I. 161
Kudryashov N.M. 151
Kuibida M.L. 161
Kunakkuzin E.L. 45
Kungulova E.N. 278

Larin A.M. 92
Larionov A.N. 226
Lelikov E.P. 172
Litvinovsky B.A. 176
Luchitskaya M.V. 184

Malakh Yu.E. 194
Mazukabzov A.M. 92
Melnik A.E. 345
Meng Fancong 361
Mikhalsky E.V. 45
Miller E.L. 21
Minervina E.A. 135
Mirkamalov R.Kh. 85
Mirzoshoev B.R. 323
Molchanov A.V. 345
Molina J.F. 30
Montero P. 30, 110
Moreno J.A. 30
Motov A.P. 194

Natapov L.M. 184
Nedjari S. 197
Nitkina E. 202

Osipova T. 119

Petrov G.A. 216
Phan Luu Anh 310
Phani P.R.C. 313
Polin V.F. 221

Popova O.M. 161
Powerman V.I. 211
Proskurnin V.F. 226
Proskurnina M.A. 226
Puchkov V.N. 230

Remizov D.N. 78, 226
Ronkin Yu.L. 216, 239
Rudnev S.N. 123, 161
Rusin A.I. 247

Sadikhov E.A. 265
Samsonov A.V. 256
Savko K.A. 256, 261
Seltmann R. 85
Sergeev S.A. 345
Shardakova G.Yu. 341
Shatov V.V. 345
Shatova N.V. 345
Shelepaev R.A. 123, 161
Sheptyakova N.V. 25
Shkodzinskiy V.S. 348, 353
Shuisky A.A. 78
Shuyskiy A.S. 361
Sklyarov E.V. 92
Skublov S.G. 345
Smirnov S.Z. 278
Soboleva A.A. 21
Sokolova E.N. 278
Srinivas M. 313
Starikova A.E. 92
Steshenko E.N. 151
Surkov N.V. 289
Svetov S.A. 45
Sviridenko L.P. 271

Terekhov A.V. 345
Terentiev R.A. 256
Timkin V.I. 161
Tolmacheva E.V. 92
Travin A.V. 310
Tretiakov A. 211
Tsybulyaev S.V. 261
Tsygankov A.A. 306, 330
Turkina O.M. 296

Udachin V.N. 34
Udoratina O.V. 21, 151, 300, 306, 361

Valeyeva O.K. 194
Valui G.A. 49
Vapnik Ye. 363
Varlamov D.A. 306
Velikoslavinsky S.D. 92
Vladimirov A.G. 310
Vladimirov V.G. 123
Vladykin N.V. 16
Volod'kova T.V. 62

Yakimov T.S. 370
Yakovlev V.A. 123
Yudalevich Z. 363

Zinkova E.A. 110

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ 4
PREFACE 5

ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ АРГИЛЛИЗИТОВОГО МЕТАСОМАТОЗА В ПРОДУКТИВНЫХ ГРАНИТОИДАХ МИХЕЕВСКОГО Cu-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ЮЖНЫЙ УРАЛ
Азовскова О.Б., Ровнушкин М.Ю., Халилова А.Ф. 6

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫЕ ГРАНИТЫ В ОЧАГОВЫХ МАНТИЙНО-КОРОВЫХ СТРУКТУРАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА
Алексеев В.И., Алексеев И.В. 9
RARE-METAL LITHIUM-FLUORIC GRANITES IN FOCAL MANTLE-CRUST STRUCTURES OF THE FAR EAST EARTH CRUST
Alekseev V.I., Alekseev I.V. 11

ГЕОХИМИЯ И РУДОНОСНОСТЬ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ КАТУГИНСКОГО МАССИВА
Алымова Н.В., Владыкин Н.В. 14
GEOCHEMISTRY AND ORE POTENTIAL OF RARE-METAL ALKALINE GRANITES, KATUGIN MASSIF
Alymova N.V., Vladykin N.V. 16

Rb-Sr И U-Pb ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОМЕТРИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ В ГРАНИТОИДАХ СЕВЕРНОГО ТИМАНА
Андреичев В.Л., Соболева А.А., Удоратина О.В., Кобл М.А., Миллер Э.Л. 19
Rb-Sr AND U-Pb ISOTOPE-GEOCHRONOLOGY SYSTEMS IN GRANITOIDS OF NORTHERN TIMAN
Andreichev V.L., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Coble M.A., Miller E.L. 21

ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДОВ, ФОРМИРУЮЩИХСЯ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ И РОЛЬ ПРОЦЕССОВ МАНТИЙНО-КОРОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ (ПРИБАЙКАЛЬЕ, МОНГОЛИЯ)
Антипин В.С., Шептякова Н.В. 23
EVOLUTION OF GRANITOIDS FORMED IN DIFFERENT GEODYNAMIC SETTINGS AND ROLE OF MANTLE-CRUST INTERCATION (BAIKAL REGION, MONGOLIA)
Antipin V.S., Sheptyakova N.V. 25

АРХЕЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ПРИАЗОВСКОГО И СРЕДНЕПРИДНЕПРОВСКОГО МЕГАБЛОКОВ УКРАИНСКОГО ЩИТА
Артеменко Г.В. 27

Lu-Hf RATIOS OF CRUSTAL ROCKS AND THEIR BEARING ON ZIRCON HF ISOTOPES MODEL AGES: THE EFFECTS OF ACCESSORIES
Bea F., Montero P., Molina J.F., Cambeses A., Moreno J.A. 30

MIOCENE GRANITES CHARACTERISTICS OF ALGERIAN MARGIN
Belanteur O., Kassama I., Belanteur N.F., Benali H. 31

ЩЕЛОЧНЫЕ ГРАНИТЫ И СИЕНИТЫ ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА (УРАЛ-ТАУССКАЯ ЗОНА, ЦЕНТРАЛЬНО-УРАЛЬСКОЕ ПОДНЯТИЕ)
Белковский А.И., Холоднов В.В., Удачин В.Н. 32
ALKALINE GRANITES AND SYENITES OF THE WESTERN SLOPE OF THE URALS (URAL-TAU ZONE, CENTRAL URAL UPLIFT)
Belkovsky A.I., Holodnov V.V., Udachin V.N. 34

DIORITE-TONALITE-PLAGIOGRANITES IN THE OPHIOLITE OF EASTERN PART OF THE REVDINSKY MASSIF (MIDDLE URALS)
Berzin S.V. 36

ВОЗРАСТ МАГМАТИЗМА И ОРУДЕНЕНИЯ Cu-Mo-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКСУГ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА) ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ И ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ
Берзина А.Н., Берзина А.П., Гимон В.О. 37
AGE CONSTRAINTS ON MAGMATISM AND MINERALISATION IN THE AKSUG PORPHYRY Cu-Mo DEPOSIT (NORTHEASTERN TUVA): GEOLOGICAL AND ISOTOPIC EVIDENCE
Berzina A.N., Berzina A.P., Gimon V.O. 38

О КЛАССИФИКАЦИИ ПЕГМАТИТОНОСНЫХ ГРАНИТОВЫХ СИСТЕМ
Бескин С.М., Марин Ю.Б. 40

ГРАНИТОИДЫ КЕМБРИЙСКОГО ОРОГЕНА ЗЕМЛИ ПРИНЦЕССЫ ЕЛИЗАВЕТЫ (ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА): ВЕЩЕСТВЕННЫЙ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КАК ОТРАЖЕНИЕ СТРУКТУРНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ
Боровков Н.В., Михальский Е.В., Гоголев М.А., Светов С.А., Кунаккузин Е.Л. 43
CAMBRIAN OROGEN GRANITOIDS (PRINCESS ELIZABETH LAND, EAST ANTARCTICA): GEOCHEMISTRY AND ISOTOPE COMPOSITION AND THEIR RELATION TO STRUCTURAL DISTINCTIONS
Borovkov N.V., Mikhalsky E.V., Gogolev M.A., Svetov S.A., Kunakkuzin E.L. 45

МЕХАНИЗМЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ РАСПЛАВОВ ПРИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГРАНИТОВ
Валуй Г.А. 47
MECHANISMS OF THE MELT DIFFERENTIATION THROUGH THE GRANITE CRYSTALLIZATION
Valui G.A. 49

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ ПАЛЕОЗОЙСКИЙХ ГРАНИТОИДОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ
Вельдемар А.А., Вовна Г.М. 52

МИГМАТИТЫ ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ АДУЙСКОГО МАССИВА КАК ВОЗМОЖНЫЙ ИСТОЧНИК ГРАНИТОВ (ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ИЗОТОПИЯ)
Вишнякова М.Д. 55

КЛЮЧЕВЫЕ ВОПРОСЫ СИНТЕКТОНИЧЕСКОГО МАГМАТИЗМА
Владимиров В.Г. 57

ГЛУБИННЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И МАНТИЙНЫЙ МЕТАСОМАТОЗ ПРИАМУРЬЯ
Володькова Т.В. 60
DEEP MAGMATIC PROCESSES AND MANTLE METASOMATISM IN PRIAMURYE
Volod'kova T.V. 62

К МЕТОДИКЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛОКАЛЬНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ СТРУКТУРЫ МИНЕРАЛОВ-КОНЦЕНТРАТОРОВ РЗЭ И РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПО ДАННЫМ РАМАНОВСКОЙ СПЕКТРОСКОПИИ (НА ПРИМЕРЕ ТИТАНИТА)
Вотяков С.Л., Панкрушина Е.А., Щапова Ю.В., Замятин Д.А. 64
КРИСТАЛЛОХИМИЯ И СПЕКТРОСКОПИЯ В РЕШЕНИИ ВОПРОСОВ МИКРОЗОНДОВОГО ХИМИЧЕСКОГО ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА И ДРУГИХ U-Th-СОДЕРЖАЩИХ МИНЕРАЛОВ: СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ
Вотяков С.Л., Замятин Д.А., Щапова Ю.В. 67
МЕЖДИСЦИПЛИНАРНЫЙ ЦЕНТР КОЛЛЕКТИВНОГО ПОЛЬЗОВАНИЯ УРАЛЬСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РАН «ГЕОАНАЛИТИК»: ОПЫТ РАБОТЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ
Вотяков С.Л., Щапова Ю.В. 70

ПЕТРОЛОГИЯ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ГАББРО-ГРАНИТНЫХ СЕРИЙ АЛТАЯ
Гаврюшкина О.А., Крук Н.Н. 73

ПРОБЛЕМА ГНЕЙСО-ГРАНИТОВ ПОЛЯРНОГО УРАЛА
Голубева И.И., Ремизов Д.Н., Шуйский А.А. 76
THE PROBLEM OF THE GNEISO-GRANITES OF THE POLAR URAL
Golubeva I.I., Remizov D.N., Shuisky A.A. 78

ВКЛЮЧЕНИЕ ЗОЛОТА В ЦИРКОНЕ (КОЖИМСКИЙ МАССИВ, ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)
Денисова Ю.В. 80
THE INCLUSION OF GOLD IN THE ZIRCON (THE KOZHIM GRANITIC MASSIF, THE SUBPOLAR URALS)
Denisova Yu.V. 81

ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (УЗБЕКИСТАН)
Диваев Ф.К., Миркамалов Р.Х., Далимов Р.Т., Селтманн Р., Конопелько Д.Л. 83
EVOLUTION OF THE WESTERN TIEN SHAN (UZBEKISTAN) GRANITOID MAGMATISM
Divaev F.K., Mirkamalov R.Kh., Dalimov R.T., Seltmann R., Konopelko D.L. 85

GRANITE MELT GENERATION IN HIGH-PRESSURE CONDITIONS OF ECLOGITE-FACIES METAMORPHISM (BELOMORIAN ECLOGITE PROVINCE, EASTERN FENNOSCANDIAN SHIELD)
Dokukina K.A., Khiller V.V., Dokukin P.A. 87

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГРАНИТЫ КАТУГИНСКОГО РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ): МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОГЕНЕЗИС
Донская Т.В., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Котов А.Б., Ларин А.М., Старикова А.Е., Мазукабзов А.М., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д. 90
PALEOPROTEROZOIC GRANITES OF THE KATUGIN RARE-METAL ORE DEPOSIT (ZABAYKALSKY KRAI): MINERALOGY, GEOCHEMISTRY, PETROGENESIS
Donskaya T.V., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Kotov A.B., Larin A.M., Starikova A.E., Mazukabzov A.M., Tolmacheva E.V., Velikoslavinsky S.D. 92

МЕТАЛЛОГЕНИЯ, ГЕОДИНАМИКА И ИЗОТОПИЯ ГРАНИТНОГО МАГМАТИЗМА ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЛЯПИНСКОГО УРАЛА
Душин В.А. 94

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ, ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА
Дьячков Б.А., Ойцева Т.А., Мизерная М.А., Кузьмина О.Н., Зимановская Н.А. 97

МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ЛА-ИСП-МС ДАТИРОВАНИЯ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ
Зайцева М.В., Вотяков С.Л. 100

К МЕТОДИКЕ АНАЛИЗА Lu-Hf-ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ЦИРКОНА НА ИСП-МАСС-СПЕКТРОМЕТРЕ NEPTUNE PLUS С ПРИСТАВКОЙ ДЛЯ ЛАЗЕРНОЙ АБЛЯЦИИ
Зайцева М.В., Вотяков С.Л. 102

ОСОБЕННОСТИ РЕНТГЕНОВСКОЙ ЭМИССИОННОЙ ЛИНИИ Si K_β В ЦИРКОНЕ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ СТЕПЕНИ АВТОРАДИАЦИОННОГО ПОВРЕЖДЕНИЯ ЕГО СТРУКТУРЫ
Замятин Д.А., Щапова Ю.В., Вотяков С.Л. 105

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕЙКОГРАНИТОВ СОКОЛИНОГО КАМНЯ ВЕРХИСЕТСКОГО МАССИВА, СРЕДНИЙ УРАЛ
Зинькова Е.А., Монтеро П., Беа Ф. 108

GEOCHEMICAL FEATURES, AGE AND GEODYNAMIC SETTING OF LEUCOGRANITES OF SOKOLINYJ KAMEN OF THE VERKHISETSK MASSIF, MIDLE URALS
Zinkova E.A., Montero P., Bea F. 110

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ
Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Хиллер В.В. 113

ПРИЗНАКИ КОРОВОЙ КОНТАМИНАЦИИ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ МАНТИЙНЫХ ВУЛКАНИТАХ ВЕТРЕНОГО ПОЯСА (ЮГО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)
Иванова Н.Д., Корсаков А.К., Межеловская С.В., Межеловский А.Д. 115

ВЫСОКО-Mg МЕЛАНОДИОРИТЫ ЧЕЛЯБИНСКОГО БАТОЛИТА
Каллистов Г.А., Осипова Т.А. 117

HIGH-Mg DIORITES IN THE CHELYABINSKY BATHOLITH (SOUTH URALS)
Kallistov G., Osipova T. 119

БАЯНКОЛЬСКАЯ ГАББРО-ГРАНИТНАЯАССОЦИАЦИЯ: СОСТАВ, ВОЗРАСТ, ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ (ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ЮВ ТУВА)
Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Шелепаев Р.А., Руднев С.Н., Яковлев В.А. 121

BAYANKOL GABBRO-GRANITE ASSOCIATION: COMPOSITION, AGE, TECTONIC AND GEODINAMIC SETTINGS (WESTERN SANGILEN, SOUTH-EAST TUVA)
Karmysheva I.V., Vladimirov V.G., Shelepaev R.A., Rudnev S.N., Yakovlev V.A. 123

ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ОБРАЗЦОВ ГРАНИТОВ (GEOPT) ПРИ КОНТРОЛЕ КАЧЕСТВА ИСП-МС АНАЛИЗА
Киселева Д.В., Чередниченко Н.В., Дерюгина Л.К. 126

ФЛЮИДНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ПОРОД ШАРТАШСКОГО (СРЕДНИЙ УРАЛ) И КРЕМЕНКУЛЬСКОГО (ЮЖНЫЙ УРАЛ) ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ НА ЗОЛОТОРУДНОЕ И РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ
Коновалова Е.В., Каллистов Г.А., Холоднов В.В. 129

СЛЮДЫ ГРАНИТОВ САЛМИНСКОГО ПЛУТОНА: РАЗНОВИДНОСТИ, ИНДИКАТОРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ
Конышев А.А., Аносова М.О., Минервина Е.А. 133

THE MICA FROM THE SALMI PLUTON GRANITES: VARIATIONS, INDICATOR FEATURES
Konyshev A.A., Anosova M.O., Minervina E.A. 135

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ САЛАТИМСКОЙ И ПРИСАЛАТИМСКОЙ ЗОН ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)
Коровко А.В., Бородина Н.С., Шардакова Г.Ю., Вишнякова М.Д., Десятниченко Л.И. 138

КИСЛЫЕ ПОРОДЫ КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО УРАЛА
Косарев А.М. 141

ACID ROCKS OF MASSIVE SULFIDE BEARING VOLCANIC COMPLEXES IN THE SOUTHERN URALS
Kosarev A.M. 143

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ: ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ, ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ
Крук Н.Н., Голозубов В.В., Руднев С.Н., Крук Е.А., Касаткин С.А., Гаврюшкина О.А. 146

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ДЛЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВАСИН-МЫЛЬК (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН): ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МУСКОВИТ-ТУРМАЛИНОВЫХ ГРАНИТОВ
Кудряшов Н.М., Удоратина О.В., Кобл М.А., Стешенко Е.Н. 149

SOURCES OF MATTER FOR RARE METAL PEGMATITES OF VASIN-MYLK DEPOSIT (KOLA REGION): ISOTOPE-GEOCHRONOLOGICAL RESEARCHES OF MUSCOVITE-TOURMALINE GRANITES
Kudryashov N.M., Udoratina O.V., Coble M.A., Steshenko E.N. 151

ПАЛЕОАРХЕЙСКИЕ (3343 МЛН ЛЕТ) СУБЩЕЛОЧНЫЕ ГРАНИТЫ ОХОТСКОГО МАССИВА
Кузьмин В.К., Богомолов Е.С., Глебовицкий В.А., Родионов Н.В. 153

РАННЯЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ, ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ПЕРВЫХ ГРАНИТОИДНЫХ ПОРОД, КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ГАДЕЙСКО-ЭОАРХЕЙСКОЕ ВРЕМЯ
Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. 156

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ И ОСОБЕННОСТЯХ МАГМАТИЗМА НА РАННЕЙ СТАДИИ ФОРМИРОВАНИЯ АЛТАЙСКОЙ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ
Куйбида М.Л., Тимкин В.И., Кривчиков В.А., Крупчатников В.И., Попова О.М., Руднев С.Н., Шелепаев Р.А., Крук Н.Н. 159

THE IMPLICATION TO THE U-Pb AGE AND CHARACTERISTICS OF MAGMATISM IN THE EARLY STAGE OF FORMATION OF THE ALTAI ACTIVE CONTINENTAL MARGIN
Kuibida M. L., Timkin V.I., Krivchikov V.A., Krupchatnikov V.I., Popova O.M., Rudnev S.N., Shelepaev R.A., Kruk N.N. 161

ПАЛЕОАРХЕЙСКАЯ БАЗИТОВАЯ КОРА ВОДЛОЗЕРСКОГО БЛОКА И ОСОБЕННОСТИ ЕЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В ТОНАЛИТ-ДИОРИТОВУЮ ПОРОДНУЮ АССОЦИАЦИЮ
Куликова В.В., Куликов В.С. 163

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ КАРСКОГО БЛОКА
Курапов М.Ю., Ершова В.Б., Макарьев А.А., Макарьева Е.А., Худолей А.К. 166

ТОПАЗОВЫЕ И ТУРМАЛИНОВЫЕ ГРАНИТЫ КОКЧЕТАВСКОЙ ГЛЫБЫ
Левин А.В., Летников Ф.А., Марчук М.В. 168

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ ТИХОГО ОКЕАНА (ОХОТСКОГО, ЯПОНСКОГО, ФИЛИПИНСКОГО)
Леликов Е.П. 170

GRANITOID MAGMATISM OF THE PACIFIC SEAS OF THE PACIFIC OCEAN (OKHOTSK, JAPANESE, PHILIPPINE SEAS)
Lelikov E.P. 172

THE ROLE OF MANTLE AND THE ANCIENT CONTINENTAL CRUST IN THE GENERATION OF NEOPROTEROZOIC POST-COLLISIONAL HIGH-K CALC-ALKALINE AND ALKALINE GRANITES OF THE ARABIAN-NUBIAN SHIELD
Litvinovsky B.A. 176

РОЛЬ МАНТИИ И ДРЕВНЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ФОРМИРОВАНИИ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОСТКОЛЛИЗИОННЫХ ВЫСОКО-К ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ АРАБО-НУБИЙСКОГО ЩИТА
Литвиновский Б.А. 178

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ЧУКОТКИ НА ПРИМЕРЕ КИБЕРОВСКОГО И КУЭКВУНЬСКОГО МАССИВОВ
Лучицкая М.В., Беляцкий Б.В., Белоусова Е.А., Натапов Л.М. 181

COMPOSITION AND GEODYNAMIC SETTING OF LATE PALEOZOIC GRANITOID MAGMATISM OF CHUKOTKA ON THE EXAMPLE OF KIBERA AND KUEKVUN PLUTONS
Luchitskaya M.V., Belyatsky B.V., Belousova E.A., Natapov L.M. 184

МЕЗОАРХЕЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ ВОДЛОЗЕРСКОГО БЛОКА КАК ВОЗМОЖНЫЙ ИСТОЧНИК КОНГЛОМЕРАТОВ ВЕТРЕНОГО ПОЯСА ПО ДАННЫМ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ (ЮГО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)
Межеловская С.В., Юшин К.И. 187

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ РЗЭ В ЦИРКОНЕ МЕТОДОМ ЭЛЕКТРОННО-ЗОНДОВОГО РЕНТГЕНОСПЕКТРАЛЬНОГО МИКРОАНАЛИЗА: МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ
Михеева А.В., Замятин Д.А., Вотяков С.Л. 190

МЕДНО-ПОРФИРОВЫЕ РУДНЫЕ УЗЛЫ МАЛОГО КАВКАЗА И ЭПОХИ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ
Мотов А.П., Валеева О.К., Малах Ю.Е., Головина Т.А. 192

COPPER-PORPHYRY ORE KNOTS OF LESSER CAUCASUS AND EPOCHES OF GRANITES FORMATION
Motov A.P., Valeyeva O.K., Malakh Y.E., Golovina T.A. 194

THE EBELEKANE TANTALE-BEARING GRANITE (AHAGGAR, ALGERIA): A REPRESENTATIVE EXAMPLE OF POST-COLLISIONAL PAN-AFRICAN MAGMATISM
Nedjari S. 197

ГЕОДИНАМИКА ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА В ОРОГЕННЫХ СИСТЕМАХ ЭПИОКЕАНИЧЕСКОГО ТИПА
Нечеухин В.М., Краснобаев А.А., Волчек Е.Н. 198

ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД КОМПЛЕКСА ТТГ ИНГОЗЕРСКОГО БЛОКА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)
Ниткина Е.А. 200
TTG INGOZERO BLOCK GEOCHEMICAL FEATURES AND GEOLOGICAL PROCESSES ISOTOPRE DATING (KOLA PENINSULA)
Nitkina E. 202
НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ И РАННЕКЕМБРИЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА
Носова А.А., Кузьменкова О.Ф., Возняк А.А., Савко К.А., Богданова С.В., Постников А.В. 205
ВОЗРАСТ АМАЛЬГАМАЦИИ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ СЕВЕРО-СИЕРРСКОГО ТЕРРЕЙНА: U-Pb ВОЗРАСТА (SHRIMP-RG) И XRF-ГЕОХИМИЯ ДЛЯ ПОЗДНЕДЕВОНСКОГО-РАННЕКАРБОНОВОГО БАТОЛИТА BOWMAN LAKE И ГЕНЕТИЧЕСКИ СВЯЗАННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД
Паверман В.И., Хэнсон Р.Э., Гёрти Г., Третьяков А.А., Гроув М. 208
TIMING OF ASSEMBLAGE AND TECTONIC HISTORY OF THE NORTHERN SIERRA TERRANE: SHRIMP-RG U-Pb ZIRCON GEOCHRONOLOGY AND XRF GEOCHEMISTRY FOR THE DEVONIAN-MISSISSIPPIAN BOWMAN LAKE BATHOLITH AND ASSOCIATED IGNEOUS ROCKS
Powerman V.I., Hanson R.E., Girty G.H., Tretiakov A.A., Grove M. 211
ГРАНИТОИДЫ ИШЕРИМСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ И НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ
Петров Г.А., Холоднов В.В., Ронкин Ю.Л. 214
GRANITOIDS OF THE ISHERIM ANTICLINORIUM: GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS, FLUID REGIME OF FORMATION AND NEW DATA ON THE AGE
Petrov G.A., Holodnov V.V., Ronkin Yu.L. 216
ИСТОЧНИКИ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТСОДЕРЖАЩИХ КОМПЛЕКСОВ КЕТКАПСКО-ЮНСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ АЛДАНСКОГО ЩИТА
Полин В.Ф. 219
NATURE OF THE LATE MESOZOIC GRANITE-BEARING MAGMATIC COMPLEXES OF THE KETKAP-YUNA MAGMATIC PROVINCE OF ALDAN SHIELD
Polin V.F. 221
СИЕНИТЫ БЕСПАМЯТНИНСКОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРНОГО ТАЙМЫРА: ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ
Проскурнина М.А., Проскурнин В.Ф., Ремизов Д.Н., Ларионов А.Н. 224
SYENITES OF BESPAMYATNINSKY SUITE (NORTHERN TAIMYR PENINSULA): PETROGRAPHY AND GEOCHEMISTRY
Proskurnina M.A., Proskurnin V.F., Remizov D.N., Larionov A.N. 226
ПЛЮМ−ЗАВИСИМЫЙ ГРАНИТ−РИОЛИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ (ТЕКТОНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРОБЛЕМЫ)
Пучков В.Н. 228
THE PLUME−DEPENDENT GRANITE−RHYOLITE MAGMATISM (TECTONIC ASPECTS OF THE PROBLEM)
Puchkov V.N. 230
МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ ИНГУРСКОГО МАССИВА, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ
Рампилов М.О., Рипп Г.С., Избродин И.А. 233
ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА МАГНИТОГОРСКО-БОГДАНОВСКОЙ ПУЛЛ-АПАРТ СТРУКТУРЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ) В КАРБОНЕ
Рахимов И.Р., Салихов Д.Н. 235
ИЗОТОПНАЯ ГЕОЛОГИЯ ГРАНИТОВ РАПАКИВИ И АССОЦИИРУЮЩИХ ПОРОД ЮЖНОГО УРАЛА: Rb-Sr, Sm-Nd, Lu-Hf И U-Pb ОГРАНИЧЕНИЯ
Ронкин Ю.Л. 237
ISOTOPE GEOLOGY OF RAPAKYI GRANITES AND RELATED ROCKS OF THE SOUTHERN URALS: Rb-Sr, SM-Nd, Lu-Hf AND U-Pb CONSTRAINTS
Ronkin Yu.L. 239
ВОЗРАСТ, СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАГИОГРАНИТОВ КАЛЕДОНСКОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ
Руднев С.Н., Мальковец И.Г., Гибшер А.А., Белоусова Е.А., Третьякова И.Г. 242
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ В ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ
Русин А.И. 245
GEODYNAMIC ASPECTS OF GRANITE-FORMATION IN THE EARTH'S EVOLUTION
Rusin A.I. 247

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРОГРАММНОГО КОМПЛЕКСА SIROQUANT ДЛЯ КОЛИЧЕСТВЕННОГО РЕНТГЕНО-ФАЗОВОГО АНАЛИЗА ГРАНИТОВ
Рянская А.Д., Гуляева Т.Я. 250

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ПОСТКОЛЛИЗИОННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА
Савко К.А., Самсонов А.В., Терентьев Р.А., Базиков Н.С., Кориш Е.Х. 253
THE PALEOPROTEROZOIC POSTCOLLISIONAL GRANITE MAGMATISM OF THE VORONEZH CRYSTALLINE MASSIF
Savko K.A., Samsonov A.V., Terentiev R.A., Bazikov N.S., Korish E.Kh. 256
ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ПОСТКОЛЛИЗИОННЫЕ ВУЛКАНИТЫ БИМОДАЛЬНОЙ СЕРИИ КУРБАКИНСКОЙ СВИТЫ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА
Савко К.А., Цыбуляев С.В. 259
PALEOPROTEROZOIC POST-COLLISIONAL VOLCANICS OF THE BIMODAL SERIES WITHIN KURSK BLOCK, EAST SARMATIA
Savko K.A., Tsybulyaev S.V. 261

ГЕОХИМИЯ, U-Pb ДАТИРОВАНИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГАББРО-ГРАНИТОВОГО КОМПЛЕКСА ЛОК-ГАРАБАХСКОЙ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ (ДАШКЕСАНСКИЙ ИНТРУЗИВ)
Садыхов Э.А. 264
GEOCHEMISTRY, U-Pb ZIRCON DATING AND GEODYNAMIC CONDITIONS OF GABBRO-GRANITE COMPLEX OF LOK-KARABAKH TECTONO-MAGMATIC ZONE OF LESSER CAUCASUS (DASHKESAN INTRUSION)
Sadikhov E.A. 265

ПОСТОСТРОВОДУЖНЫЙ МАНТИЙНО-КОРОВЫЙ МАГМАТИЗМ МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ
Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Рахимов И.Р. 267

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ДВУПОЛЕВОШПАТОВЫХ ГРАНИТОИДОВ ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА
Свириденко Л.П. 269
GEOCHEMICAL TYPES OF PRECAMBRIAN BIFELDSPATHIC GRANITOIDS FROM THE EASTERN FENOSCANDIAN SHIELD
Sviridenko L.P. 271

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Sr, Nd И Hf В ПОРОДАХ РЕФТИНСКОГО ГАББРО-ДИОРИТ-ТОНАЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА (ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН СРЕДНЕГО УРАЛА) КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ИХ ГЕНЕЗИСА
Смирнов В.Н., Иванов К.С., Ронкин Ю.Л. 273

ГЕНЕЗИС АЛЬБИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ В МИАРОЛОВЫХ ПЕГМАТИТАХ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПАМИРА (ЖИЛА ЛЕСХОЗОВСКАЯ)
Соколова Е.Н., Кунгулова Э.Н., Бухарова О.В., Смирнов С.З. 276
GENESIS OF ALBITE ASSOCIATIONS IN THE MIAROLITIC PEGMATITES OF SOUTHWESTERN PAMIR (VEIN LESKHOZOVSKAYA)
Sokolova E.N., Kungulova E.N., Bukharova O.V., Smirnov S.Z. 278

ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МУЛЬТИКОЛЛЕКТОРНОЙ МАСС-СПЕКТРОМЕТРИИ ДЛЯ АНАЛИЗА НЕТРАДИЦИОННЫХ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ
Солошенко Н.Г., Стрелецкая М.В., Киселева Д.В. 280

ИЗМЕРЕНИЕ ИЗОТОПНЫХ ОТНОШЕНИЙ СТРОНЦИЯ МЕТОДОМ БРЕКЕТИНГА НА МК ИСП-МС NEPTUNE PLUS
Стрелецкая М.В., Зайцева М.В., Киселева Д.В. 282
ХРОМАТОГРАФИЧЕСКОЕ ВЫДЕЛЕНИЕ МЕДИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СМОЛ Cu RESIN И Ag MP-1 ДЛЯ ПОСЛЕДУЮЩЕГО АНАЛИЗА ИЗОТОПНЫХ ОТНОШЕНИЙ
Стрелецкая М.В. 285

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЧЕСКОГО РАСПЛАВА ОТ УЛЬТРАОСНОВНЫХ СОСТАВОВ К ГРАНИТНЫМ, ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ
Сурков Н.В. 287
EVOLUTION MAGMATIC MELT FROM THE ULTRABASIC COPMPOSITION TO GRANITE, PHYSIOCHEMICAL MODEL
Surkov N.V. 289

ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ АНГАРО-ВИТИМСКОГО ГРАНИТОИДНОГО БАТОЛИТА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)
Травин А.В., Цыганков А.А., Владимиров А.Г., Бурмакина Г.Н., Антонов А.Ю., Михеев Е.И., Мурзинцев Н.Г. 291

ГЕОХИМИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ И Lu-Hf ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ЦИРКОНА: СВИДЕТЕЛЬСТВА РАЗЛИЧНЫХ ИСТОЧНИКОВ ОТ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ДО ВЕРХНЕЙ КОРЫ
Туркина О.М., Капитонов И.Н. 294
GEOCHEMISTRY OF PALEOPROTEROZOIC COLLISIONAL GRANITOIDS AND Lu-Hf ISOTOPIC DATA ON ZIRCON: EVIDENCE OF DIVERSE MAGMA SOURCES FROM LITHOSPHERIC MANTLE TO UPPER CRUST
Turkina O.M., Kapitonov I.N. 296

ГРАНИТЫ МАНЬХАМБОВСКОГО, ИЛЬЯИЗСКОГО МАССИВОВ И РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ПОРОДЫ МАНЬХАМБОВСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)
Удоратина О.В., Андреичев В.Л., Капитанова В.А., Кобл М.А., Ген Ц. 298
GRANITES OF MANKHAMBO AND ILYAIZ MASSIFSAND RARE METAL ROCKS OF MANKHAMBO MASSIF (NORTHERN URALS)
Udoratina O.V., Andreichev V.L., Kapitanova V.A., Coble M.A., Geng J.Z. 300
ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГРАНИТОИДОВ ШАХТАМИНСКОГО И КУКУЛЬБЕЙСКОГО КОМПЛЕКСОВ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): НОВЫЕ ДАННЫЕ
Удоратина О.В., Варламов Д.А., Цыганков А.А., Кобл М.А., Ген Ц. 304
ISOTOPE GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF GRANITOIDS OF SHAKHTAMINSKY AND KUKULBEYSKY COMPLEXES (EASTERN TRANSBAIKALIA): NEW DATA
Udoratina O.V., Varlamov D.A., Tsygankov A.A., Coble M.A., Geng J.Z. 306

ГЕОДИНАМИКА И ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ ГРАНИТОИДНЫХ БАТОЛИТОВ ВЬЕТНАМА
Фан Лыу Ань, Владимиров А.Г., Травин А.В. 309
GEODINAMICS AND THERMOCHRONOLOGY OF VIETNAM GRANITOID BATHOLITHES
Phan Luu Anh, Vladimirov A.G., Travin A.V. 310

ON THE PETROCHEMISTRY OF GRANITES AND ASSOCIATED MINERALISATION AT MALLESHWARA-KODIHALLI AREA, WESTERN DHARWAR CRATON, SOUTHERN INDIA
Phani P.R.C., Srinivas M. 313

РОЛЬ МАНТИИ В ФОРМИРОВАНИИ КОРЫ И МАГМОГЕНЕРАЦИИ В НЕЙ ДЛЯ НАДСУБДУКЦИОННОГО ЭПИОКЕАНИЧЕСКОГО ОРОГЕНА (ПАЛЕОЗОЙ УРАЛА)
Ферштатер Г.Б. 315

МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ РАССЕЯННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВЫСТУПОВ ЛЕЙКОКРАТОВЫХ ИНТУЗИЙ – ИНДИКАТОРЫ РУДОНОСНОСТИ КИСЛЫХ МАГМ И РОЛИ ГЛУБИННЫХ ПРОЦЕССОВ В ИХ ФОРМИРОВАНИИ (ДУКАТСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ, СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)
Филимонова Л.Г. 318

ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА И ИХ ИСХОДНАЯ ПРИРОДА
Хайртдинова Л.Р., Мирзошоев Б.Р. 321
THE GRANITE-GNEISS COMPLEXES OF THE CRYSTALLINE BASEMENT OF THE SOUTH TATAR ARCH AND THEIR ORIGINAL NATURE
Khayrtdinova L.R., Mirzoshoev B.R. 323

ФОРМИРОВАНИЕ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ СТУКТУРЫ И СОСТАВА НАЧАЛЬНЫХ АСТЕНОСФЕРЫ И ЗЕМНОЙ КОРЫ
Хачай Ю.В., Анфилогов В.Н., Антипин А.Н. 326

ВЛИЯНИЕ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА НА ПЛАВЛЕНИЕ ПОРОД ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ) ПРИ 900–1000 °С, 5–10 КБАР
Ходоревская Л.И. 328

ВОЗРАСТНЫЕ СООТНОШЕНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ И МОЛИБДЕНИТСОДЕРЖАЩИХ ГРАНИТОИДОВ СЕЛЕНГИНСКОГО МОЛИБДЕНОВОРУДНОГО РАЙОНА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)
Хубанов В.Б., Дугданова Е.Е., Цыганков А.А., Буянтуев М.Д. 330
AGE OF A-TYPE GRANITES AND Mo-CONTAINING LEUCOGRANITES OF THE SELENGA Mo-ORE DISTRICT (WESTERN TRANSBAIKALIA)
Khubanov V.B., Dugdanova E.E., Tsygankov A.A., Buyantuev M.D. 330

ИЗОТОПНАЯ СТРУКТУРА КОРЫ И ИСТОЧНИКИ МАГМ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ
Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Бурмакина Г.Н., Удоратина О.В. 331

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ (Ta, Nb, W, Mo) МЕЖДУ ФАЗАМИ В ГРАНИТОИДНЫХ СИСТЕМАХ
Чевычелов В.Ю. 334
EXPERIMENTAL STUDY OF RARE METALS (Ta, Nb, W, Mo) PARTITIONING BETWEEN PHASES IN GRANITOID SYSTEMS
Chevychelov V.Yu. 336

ВЕНД-КЕМБРИЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА: ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ, ИСТОЧНИКИ, ПРОБЛЕМЫ
Шардакова Г.Ю. 339
VENDIAN-CAMBRIAN GRANITOIDS OF THE WESTERN SLOPE OF THE URALS: FEATURES OF THE COMPOSITION, GEODYNAMIC SETTINGS, SOURCES, PROBLEMS
Shardakova G.Yu. 341

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЩЕЛОЧНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И МЕТАСОМАТИТОВ РЯБИНОВОГО МАССИВА (ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ) НА ОСНОВЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО (U-Pb, REE) ИССЛЕДОВАНИЯ ЦИРКОНА
Шатова Н.В., Скублов С.Г., Мельник А.Е., Шатов В.В., Молчанов А.В., Терехов А.В., Сергеев С.А. 344
GEOCHRONOLOGY OF ALKALINE MAGMATIC ROCKS AND METASOMATITES OF THE RYABINOVY STOCK (SOUTH YAKUTIA) BASED ON ZIRCON ISOTOPIC AND GEOCHEMICAL (U-Pb, REE)
Shatova N.V., Skublov S.G., Melnik A.E., Shatov V.V., Molchanov A.V., Terekhov A.V., Sergeev S.A. 345

ПРОИСХОЖДЕНИЕ КИСЛЫХ МАГМ ПО ДАННЫМ О ГОРЯЧЕЙ ГЕТЕРОГЕННОЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ
Шкодзинский В.С. 346
ACID MAGMA ORIGIN ACCORDING TO THE DATA ON HOT HETEROGENOUS ACCRETION OF THE EARTH
Shkodzinskiy V.S. 348
ГЕНЕЗИС РУДОНОСНЫХ ГИДРОТЕРМ В КИСЛЫХ МАГМАХ
Шкодзинский В.С. 351
GENESIS OF ORE-BEARING HYDROTHERMAS IN ACID MAGMAS
Shkodzinskiy V.S. 353

УСЛОВИЯ МИГМАТИЗАЦИИ МЕТАМОРФИТОВ ТАРАТАШСКОГО КОМПЛЕКСА
Шкурский Б.Б., Тевелев Ал.В., Якушик М.А. 356

РИФТОГЕННЫЕ ГРАНИТЫ А-ТИПА ПОЛЯРНОГО УРАЛА: НОВЫЕ ДАННЫЕ
Шуйский А.С., Удоратина О.В., Фонцон Мон, Цзяньчжэнь Гэн 359
RIFTOGENIC A-TYPE GRANITES OF THE POLAR URALS: NEW DATA
Shuyskiy A.S., Udoratina O.V., Meng Fancong, Geng Jianzhen 361

XENOCRYSTS AND MEGACRYSTS OF EARLY CRETACEOUS POST AROD CONGLOMERATE ALKALI OLIVINE-BASALT–BASANITE-NEPHELINITE ASSOCIATION (MAKHTESH RAMON, ISRAEL): INTERACTION WITH TRANSPORTING MAGMAS AND MORPHOLOGICAL ADJUSTMENT
Yudalevich Z., Vapnik Ye. 363
КСЕНОКРИСТЫ И МЕГАКРИСТЫ РАННЕМЕЛОВОЙ POSTARODCGL ЩЕЛОЧНОЙ ОЛИВИН-БАЗАЛЬТ–БАЗАНИТ-НЕФЕЛИНИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ МАХТЕШ РАМОНА (ИЗРАИЛЬ), ИХ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ С ВЫНОСЯЩИМИ РАСПЛАВАМИ И МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ
Юдалевич З., Вапник Е. 365

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ХАРАКТЕРИСТИКА И СХЕМА ФОРМИРОВАНИЯ ВЕНДСКИХ ПЛАГИОГРАНИТОИДОВ БУГУРИКТАЙ-МОДОНКУЛЬСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)
Якимов Т.С., Бадмацыренова Р.А., Гороховский Д.В. 368
GEOLOGICAL STRUCTURE, CHARACTERISTIC AND SCHEME OF FORMATION VENDIAN PLAGIOGRANITOIDS BUGURIKTAY-MODONKULSKOGO INTERFLUVE OF THE DZHIDINSKAYA ZONE (SOUTHWEST TRANSBAIKALIA)
Yakimov T.S., Badmatsyrenova R.A., Gorokhovsky D.V. 370

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ 372
LIST OF AUTHORS 374

СОДЕРЖАНИЕ 377

Научное издание

Граниты и эволюция Земли:
мантия и кора в гранитообразовании

Материалы
III международной геологической конференции
28–31 августа 2017 г.
Екатеринбург, Россия

Granites and the Earth's Evolution:
the Mantle and the Crust in Granite Origin

Proceedings
of the 3nd International Geological Conference
28–31 August 2017
Ekaterinburg, Russia

Компьютерная верстка *Н.С. Глушковой*
Макет обложки *Н.С. Глушковой*

ISBN 978-5-7691-2482-2

Подписано в печать 16.08.17. Формат 60×84 1/8. Печать офсетная.
Усл. печ. л. 44,65. Уч.-изд. л. 43,2. Тираж 150 экз. Заказ

Институт геологии и геохимии УрО РАН
620016, Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, д. 15

Отпечатано в типографии
ООО Универсальная Типография «Альфа Принт»
г. Екатеринбург, пер. Автоматики, д. 2, литера Ж
Тел. (343) 222-00-34 доб. 107, с.т. 8-912-283-69-07